

AperTO - Archivio Istituzionale Open Access dell'Università di Torino

**Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea**

**This is the author's manuscript**

*Original Citation:*

*Availability:*

This version is available <http://hdl.handle.net/2318/79931> since

*Terms of use:*

Open Access

Anyone can freely access the full text of works made available as "Open Access". Works made available under a Creative Commons license can be used according to the terms and conditions of said license. Use of all other works requires consent of the right holder (author or publisher) if not exempted from copyright protection by the applicable law.

(Article begins on next page)

## SIGNIFICATO PALEOCLIMATICO DEI RAPPORTI TRA IL GLACIALISMO PRINCIPALE E QUELLO TRIBUTARIO NELLA BASSA VALLE DELLA DORA BALTEA

Maria Gabriella Forno, Franco Gianotti & Gianluca Racca

Dipartimento di Scienze della Terra, Università, Torino  
Corresponding author: F. Gianotti <franco.gianotti@unito.it>

**RIASSUNTO:** Forno M. G., Gianotti F. & Racca G., *Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea (Alpi Occidentali)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010).

Uno studio condotto nella bassa Valle della Dora Baltea ha permesso di ricostruire una successione terrazzata di lembi di depositi glaciali, legati al ghiacciaio principale; sono inoltre stati individuati significativi apparati morenici, legati ai ghiacciai tributari di sinistra (bacini dei torrenti Chiussuma, Maroncello e Viona). I diversi lembi poggiano su superfici di erosione modellate nel substrato roccioso, rappresentato essenzialmente dai micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (Sistema Australpino).

I depositi legati al ghiacciaio principale sono riferibili in netta prevalenza a facies di margine glaciale (*till* di colata, depositi fluvioglaciali e glaciolacustri) e subordinatamente subglaciali (*till* di alloggiamento e *till* di fusione): sono caratterizzati da discreta varietà petrografica, connessa con il vasto bacino della Dora Baltea. I depositi legati ai ghiacciai tributari sono invece più monotoni sia per quanto riguarda le facies osservabili (essenzialmente *till* di colata di margine glaciale) che per quanto riguarda la composizione petrografica, limitata ai litotipi locali.

Le forme di accumulo risultano al contrario meglio espresse e diagnostiche per i lembi legati al glacialismo tributario (evidenti cordoni morenici sia laterali che frontali), rispetto a quelli del ghiacciaio principale, rappresentati prevalentemente da coltri sottili e discontinue, con eccezione di rare ma notevoli morene laterali (Gorgiasso, Chanton).

L'insieme degli elementi raccolti ha permesso di distinguere anche in valle, per la successione legata al ghiacciaio principale, quattro alloformazioni di depositi glaciali già riconosciute in anfiteatro (Bornasco, Serra, Piverone e Ivrea) databili al Pleistocene medio-superiore. L'alloformazione più recente (Af di Ivrea), riferibile al *Last Glacial Maximum* (LGM) e al successivo Tardoglaciale, è stata ulteriormente suddivisa morfostratigraficamente in allomembri (Andrate, Quintas, Pavone, Prà San Pietro e Torredaniele) geneticamente legati alla locale sequenza di stadi glaciali riferibili al LGM. I depositi dei ghiacciai tributari sono stati invece riuniti prevalentemente in una sola alloformazione (Trovinasse), riferibile al LGM e al Tardoglaciale, e per la restante parte in un allogruppo (Rionca) comprendente i depositi glaciali pre-LGM.

Per quanto concerne i rapporti tra glacialismo principale e tributario, si possono valutare differenti situazioni nei diversi bacini presi in considerazione. In particolare la distribuzione delle morene terminali prova che il Ghiacciaio del Chiussuma, con bacino di alimentazione esteso e prevalentemente esposto verso NW, raggiungeva il fondovalle (350 m) nel LGM e si saldava ancora con quello principale, quando quest'ultimo si era ormai ritirato in bassa valle dopo aver abbandonato l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. I depositi del Ghiacciaio del Viona, riferibili anch'essi al LGM, indicano al contrario che questo ghiacciaio, caratterizzato da un bacino di alimentazione meno esteso e da esposizione verso Sud, non giunse a saldarsi a quello principale nell'ultima espansione. I sedimenti del Ghiacciaio del Maroncello testimoniano, infine, come anche bacini laterali, di piccola estensione, quota non elevata ed esposizione sfavorevole (SW), sviluppassero nel LGM lingue glaciali significative che scendevano al di sotto dei 1000 m, raggiungendo il ghiacciaio principale. La separazione dei ghiacciai del Maroncello e del Chiussuma dal ghiacciaio della Dora Baltea avvenne, secondo la presente ricostruzione, rispettivamente nel corso degli stadi di Quintas e di Torredaniele.

Per i diversi ghiacciai tributari, ora del tutto scomparsi, si è proceduto al calcolo della quota della linea di equilibrio (*Equilibrium Line Altitude* - ELA) con rapporto AAR di 0,67. Per il ghiacciaio del Viona si ottiene una ELA di 1535 m nello stadio di massima espansione (Andrate); per il Chiussuma la ELA è di 1480 m in un momento correlabile allo stadio di Torredaniele; per il piccolo ghiacciaio del Maroncello la ELA è di 1430 m durante uno stadio correlabile a quello di Quintas.

**ABSTRACT:** Forno M. G., Gianotti F. & Racca G., *Palaeoclimatic interpretation of the relations between the main and the tributary glaciers in the lower Dora Baltea Valley (Western Alps)*. (IT ISSN 0394-3356, 2010).

A detailed geological survey of the low sector of the Dora Baltea Valley and the proximal sector of the Morainic Ivrea Amphitheatre (AMI) was made, to collect new quaternary geological data in this poorly studied area. Here the bedrock is mainly composed of eclogite mica schist of the Sesia-Lanzo Zone, part of the Austroalpine System.

The research allows us to reconstruct a glacial terraced succession, preserved in relict limbs and connected with the main valley. Significant moraines of tributary glaciers (Viona, Chiussuma and Maroncello basins) have also been observed. The various limbs lie on erosional surfaces shaped in the substratum.

The sedimentologic characters of various glacial and glaciofluvial facies are also described regarding the clast/matrix relation, the matrix texture, the clast form, the possible stratification, the degree of consolidation of the sediments. The morphologic evidence of limbs (morainic ridges, kame terraces and limbs without morphological evidence) is also traced.

The sediments linked to the main glacier are prevalently of glacial margin (flow till, glaciofluvial and glaciolacustrine deposits) and, subordinately, subglacial sediments (lodgement till and melt-out till): they show a significant petrographical variety connected with the wide Dora Baltea basin. The sediments linked to the tributary glaciers have, instead, a monotonous facies (prevalently marginal flowtill) and a monotonous petrographical composition, limited to local lithotypes.

The morphological expression is more significant for limbs linked to the tributary glaciers (evident lateral and end moraines), compared with the main glacier features, consisting prevalently in thin and discontinuous limb, with a few exceptions of lateral moraines (Gorgiasso, Chanton).

The collected elements allow us to distinguish in the valley sector four alloformations of glacial sediments linked with the main glacier (Bornasco, Serra, Piverone e Ivrea), referred to the time period of the Middle-Late Pleistocene, already known in the amphitheatre.

The younger alloformation (Af di Ivrea), referred to the Last Glacial Maximum (LGM) and to the subsequent Tardoglaciale, is morphostratigraphically further divided in four allomembers (Andrate, Quintas, Pavone, Prà San Pietro and Torredaniele). These allomembers are connected to the local sequence of LGM glacial stages. The tributary basin deposits are, instead, assembled prevalently in a single alloformation (Trovinasse), referred to the LGM and Tardoglaciale, and for the remainder in another allogroup (Rionca), comprising the pre-LGM glacial deposits.

As far as the relation between the main and the tributary glaciers is concerned, various evidence is provided by different sectors. The morphostratigraphic cross section of the examined area shows the intersection relationship between the tributary glaciers moraines of the Chiussuma, Maroncello and Viona basins and the main Dora Baltea glacier moraines.

In detail, the end moraines distribution shows that the Chiussuma Glacier reached the valley floor (350 m of elevation) during the LGM: this glacier connected to the main glacier located in the lower Dora Baltea Valley, after the withdrawal from the Ivrea Morainic Amphitheatre. The Viona Glacier sediments, referred to LGM, prove, instead, that this glacier has not joined the main glacier in the last glaciation.

The Maroncello Glacier sediments suggest, finally, that short tributary basins, with scarce elevation and unfavourable exposition, experienced significant glaciers, developed below 1.000 m of elevation and joined the main glacier.

The separation of the Maroncello and Chiussuma Glaciers from the Dora Baltea Glacier happened in the Quintas and Torredaniele glacial stages, respectively.

For different tributary glaciers, now completely absent, we have calculated the Equilibrium Line Altitude (ELA), using a ratio AAR of 0,67. In the Viona Valley we obtained an ELA of 1.535 m in the main expansion stadial (Andrate); in the Chiussuma Basin the calculated ELA is 1.480 in the Torredaniele stadial; in the short Maroncello glacier the calculated ELA is 1.430 m during the Quintas stadial.

Parole chiave: depositi glaciali, ghiacciai, ELA, LGM, Valle della Dora Baltea.

Keywords: glacial sediments, glaciers, ELA, LGM, Dora Baltea Valley.

## 1. INTRODUZIONE

Lo studio prende in esame il versante sinistro della bassa Valle della Dora Baltea (Fig. 1), che conserva un ampio *record* di episodi glaciali essenzialmente erosivi, al raccordo con l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea

(AMI) (Fig. 2), dove si ha una diffusa testimonianza di importanti fenomeni deposizionali accompagnati da un generalizzato approfondimento glaciale. Un rilevamento geologico alla scala 1:10.000 (RACCA, 2002) e la fotointerpretazione di un'area di 55 km<sup>2</sup> hanno consentito di ricostruire per quest'area una successione stratigrafica

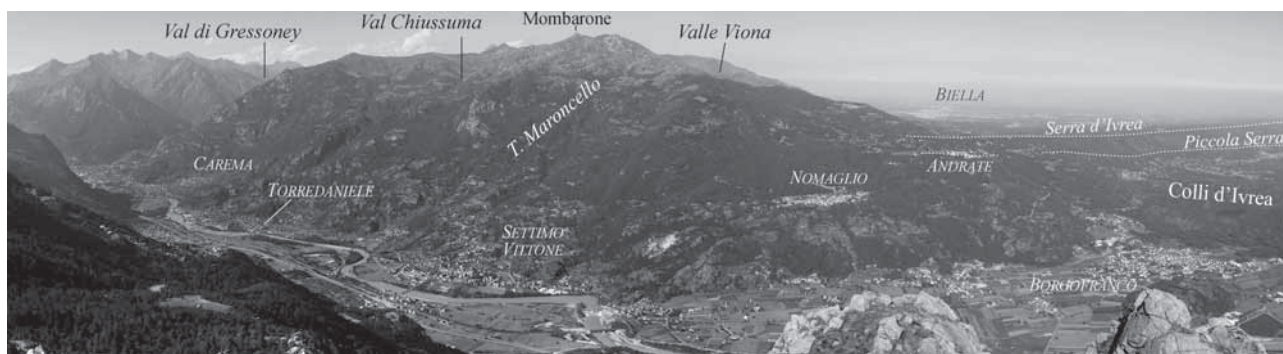


Fig. 1 - Panorama generale del versante sinistro della bassa Valle della Dora Baltea dalla Cima Cavallaria: sono conservate le tracce del ghiacciaio principale e dei ghiacciai tributari (bacini del Chiussuma, Maroncello e Viona). Le linee tratteggiate sulla destra indicano le creste delle morene laterali della Serra d'Ivrea e della Piccola Serra.

General view of the left slope of the lower Dora Baltea Valley from Cima Cavallaria: the traces of both the main glacier and the tributary glaciers are well preserved. Dotted lines on the right indicate the crests of Serra d'Ivrea and Piccola Serra lateral moraines.

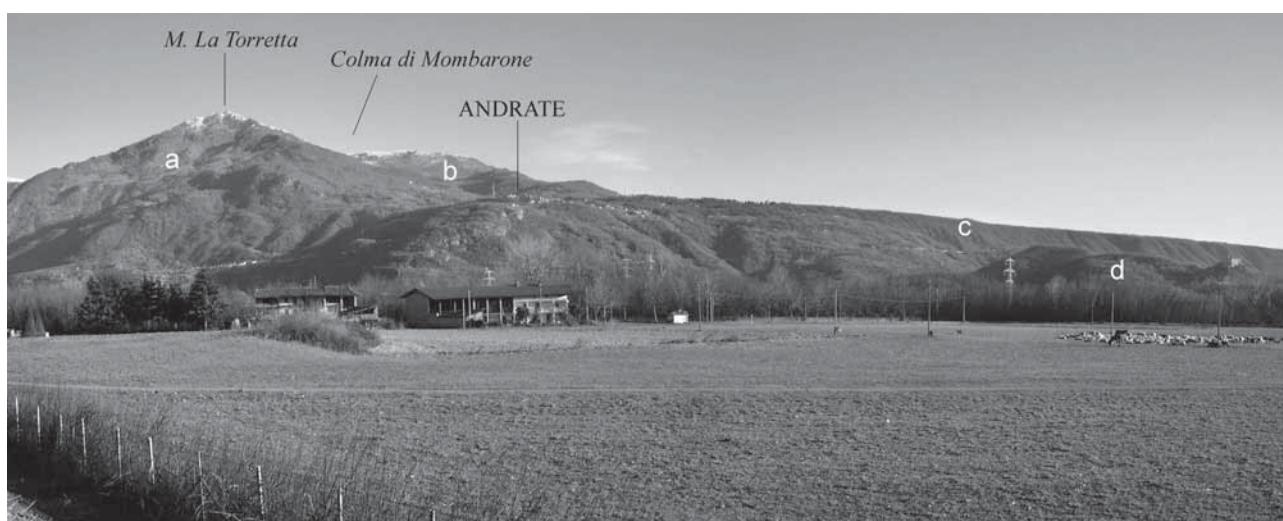


Fig. 2 - Vista panoramica dello sbocco della Valle della Dora Baltea (a sinistra) dalla depressione interna dell'anfiteatro morenico, con i bacini tributari del Maroncello (a) e del Viona (b). Sulla destra si sviluppano la morena laterale "Serra d'Ivrea" (c) e i rilievi rocciosi di esarazione noti come Colli d'Ivrea (d).

Panoramic view of the Dora Baltea Valley outlet (left), with the Maroncello (a) and Viona (b) tributary basins, from the morainic amphitheatre internal plain. On the right the Serra d'Ivrea lateral moraine (c) and the Colli d'Ivrea glacially-sculpted hills (d) may be observed.



pleistocenica legata al glacialismo del Bacino della Dora Baltea e dei bacini tributari, rappresentata in modo frammentario e generico nelle cartografie precedenti soprattutto per quanto riguarda il settore vallivo.

Il riconoscimento nel bacino della Dora Baltea di quattro principali unità allostratigrafiche si basa sui rapporti che intercorrono tra i differenti corpi sedimentari, sulla loro distribuzione plano-altimetrica, sull'eventuale interposizione di scarpate modellate in roccia, sui caratteri di alterazione pedogenetica, e, in misura minore, sul grado di rimodellamento delle forme, ed è supportata da alcuni dati cronologici desunti dalla letteratura. Un'ulteriore suddivisione dei sedimenti riferiti all'episodio glaciale più recente si basa invece sulla distinzione degli elementi morfologici che scandiscono le tappe del ritiro glaciale, permettendo di differenziare più in dettaglio una successione di unità morfostratigrafiche (cfr. § 5.2).

Il rinvenimento di diffuse testimonianze glaciali nei bacini tributari, che intersecano quelle relative alla valle principale, hanno permesso di chiarire le relazioni cro-

nologiche esistenti tra la lingua glaciale principale e quelle affluenti (cfr. § 5.3). Queste evidenze hanno inoltre consentito di effettuare una ricostruzione delle linee di equilibrio (ELA - *Equilibrium Line Altitude*) per i diversi bacini tributari, che tiene conto dei differenti stadi nei quali i ghiacciai raggiunsero la massima estensione altimetrica (cfr. § 7.2).

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area in esame si estende al limite tra l'esteso bacino montano della Dora Baltea, caratterizzato dai rilievi più elevati dell'intero arco alpino e coincidente in gran parte con la Regione Valle d'Aosta, e l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (AMI), con estensione di circa 500 km<sup>2</sup> e compreso interamente in territorio piemontese (Fig. 3).

Il settore vallivo, attualmente privo di ghiacciai, corrisponde al tratto del versante sinistro, sviluppato tra la sommità della Colma di Mombarone (2371 m) e il fondovalle della Dora Baltea tra Pont Saint Martin (310

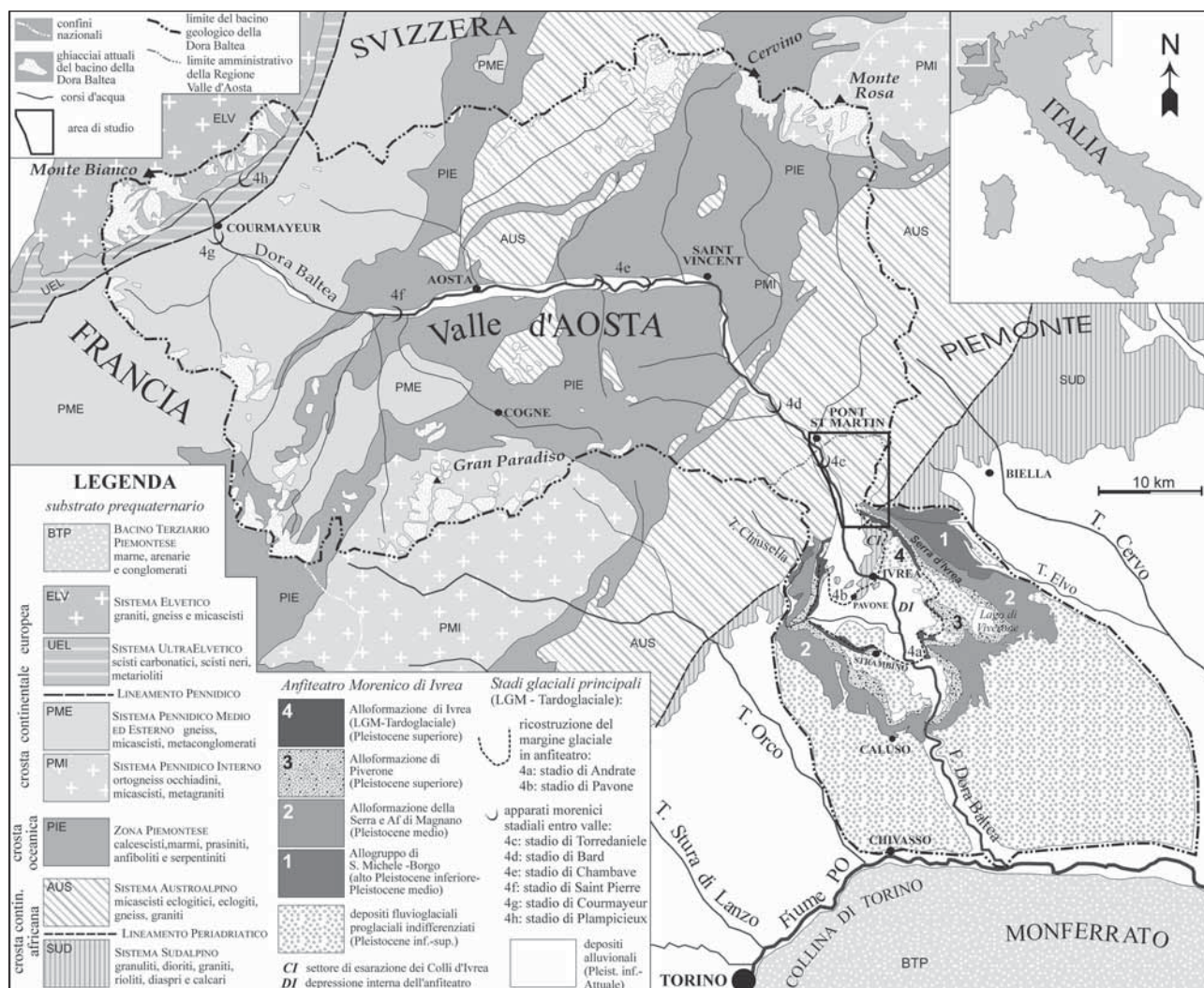


Fig. 3 - Inquadramento geologico dell'area di studio (riquadro), compresa tra il bacino montano della Dora Baltea e l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea.

Geological sketch map of the studied area (box), developed between the Dora Baltea Valley and the Ivrea Morainic Amphitheatre.

m) e S. Germano (255 m). Questo settore, inciso dai bacini laterali del T. Chiussima e del T. Maroncello, conserva in modo discontinuo i depositi connessi con il glacialismo principale pleistocenico nella fascia altimetrica compresa tra i 1250 m a monte (morena di Chanton sul versante destro sopra Pont Saint Martin) e i 940 m a valle (inizio della Serra d'Ivrea ad Andrate) e il fondovalle alluvionale (tra 310 e 250 m) (Fig. 1). Nel settore vallivo sono anche relativamente diffusi i depositi connessi con il glacialismo tributario pleistocenico, che appaiono confinati entro le incisioni laterali e distribuiti nei settori compresi tra i circhi montani (1800-2100 m) e quote prossime al fondovalle della Dora Baltea (330 m).

Il settore di anfiteatro morenico corrisponde alla parte prossimale del settore laterale sinistro dell'AMI, sviluppata nella fascia altimetrica compresa tra la sommità della Serra d'Ivrea (940 m) e il fondo della depressione interna nel tratto tra S. Germano (255 m) e Borgofranco d'Ivrea (250 m): il suo margine esterno è profondamente inciso dal T. Viona, tributario del T. Elvo. Questo settore conserva diffusamente, in tutta la sua estensione altimetrica, i depositi connessi con il glacialismo principale.

Nella vasta depressione interna dell'AMI (circa 200 km<sup>2</sup>) particolarmente significativo dal punto di vista morfologico è l'areale dei Colli d'Ivrea, in cui si osserva un gruppo di rilievi montonati, modellati nel substrato e con dislivello fino a oltre 200 m rispetto al fondovalle, che racchiudono cinque bacini lacustri di esarazione glaciale. Questi rilievi rappresentano in Italia uno dei luoghi dove sono meglio osservabili le forme di modellamento subglaciale a varia scala (FORNO *et al.*, 2005a, 2005b, 2007).

Confrontando i due settori di studio, si osserva come nel settore vallivo i depositi glaciali si distribuiscono prevalentemente in lembi discontinui e privi di espressione morfologica diagnostica, con rari relitti di cordoni morenici, mentre in anfiteatro i depositi formano cordoni molto rilevati e continui, soprattutto per quanto riguarda i settori a quota più elevata.

Il substrato dei depositi legati al glacialismo quaternario è costituito da rocce metamorfiche di pertinenza austroalpina e sudalpina, messi a contatto da un'importante discontinuità tettonica nota localmente come Linea del Canavese Esterna, ad andamento SW-NE, appartenente alla Linea Insubrica o Periadriatica (BIINO & COMPAGNONI, 1989). La discontinuità separa due settori topograficamente e morfologicamente ben distinti: i rilievi alpini a NW, marcatamente più elevati, costituiti da rocce metamorfiche austroalpine in facies eclogitica (Complesso dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia-Lanzo; COMPAGNONI *et al.*, 1977; VENTURINI, 1995) e i Colli d'Ivrea a SE, costituiti dal basamento sudalpino a metamorfismo pre-alpino (scisti di basso grado, intrusi da graniti e dioriti, della Zona del Canavese; granuliti basiche, di alto grado metamorfico, della Zona Ivrea-Verbanò; ZINGG *et al.*, 1990) e dalle coperture vulcanosedimentarie non metamorfiche o parzialmente interessate da anchimetamorfismo alpino (sequenza permo-giurassica della Zona del Canavese; BAGGIO, 1965).

Solo localmente, nell'incisione del T. Ingagna a Est di Donato, poco oltre i limiti dell'area di studio, affiorano ghiaie e sabbie fluviali preglaciali, riferibili verosimilmente al Pleistocene inferiore (FORNO & LUCCHESI, 2000).

### 3. STUDI PRECEDENTI

La genesi glaciale dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (AMI) fu già riconosciuta da MARTINS & GASTALDI (1850). Nei primissimi rilievi di Gastaldi e di Bruno, confluiti nella Carta delle Alpi Occidentali a scala 1:400.000 (FRANCHI *et al.*, 1908) e ripresi successivamente da BARETTI (1866), da BRUNO (1877) e da SACCO (1888), l'AMI venne descritto come costituito da "depositi morenici", indifferenziati dal punto di vista stratigrafico.

PENCK *et al.* (1894) e PENCK & BRÜCKNER (1909) riconobbero nell'AMI due delle glaciazioni alpine (Riss e Würm) proposte nella loro classica stratigrafia e citarono la Serra d'Ivrea come "maggiore morena delle Alpi". La stessa stratigrafia venne applicata nella prima edizione del Foglio 42 "Ivrea" (FRANCHI *et al.*, 1912) e del Foglio 43 "Biella" (FRANCHI & STELLA, 1933) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. I cordoni esterni alla Serra d'Ivrea sono stati qui indicati come "morene antiche prewürmiane", mentre quelli interni come "morene würmiane, postwürmiane e recenti". SACCO (1927) distinse nell'AMI sedimenti connessi con tre "glaciazioni", correlate dubitativamente con le glaciazioni *Mindel*, *Riss* e *Würm* di PENCK & BRÜCKNER (1909): in particolare la Serra d'Ivrea e l'intero settore frontale vennero ritenuti rissiani.

Le suddivisioni di SACCO (1927) vennero confermate nella seconda edizione del Foglio "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (BORTOLAMI *et al.*, 1966) e in successivi lavori di sintesi (CARRARO & PETRUCCI, 1969; CARRARO *et al.*, 1975).

I depositi dell'anfiteatro sono stati più recentemente differenziati in tre gruppi principali, su base pedostratigrafica e morfologica (CARRARO *et al.*, 1991; CARRARO, 1992; AROBBA *et al.*, 1997): il Gruppo di S. Michele-Borgo è costituito dai depositi più antichi, conservati nella parte esterna del settore sinistro dell'AMI; il Gruppo della Serra d'Ivrea comprende la quasi totalità delle morene degli apparati laterali e frontale; il Gruppo di Bollengo-Albiano riunisce, infine, ridotti segmenti dell'arco morenico più interno. In ricerche successive, riguardanti la stratigrafia dell'intero anfiteatro, GIANOTTI (2007) ha distinto nell'AMI dieci alloformazioni, riferite ad altrettanti episodi glaciali e differenziate su base pedostratigrafica o perché separate da paleosuoli o da intercalazioni di depositi palustri organici.

Per quanto riguarda i dati paleoclimatici, PORTER & OROMBELL (1982) hanno stimato per il LGM (Last Glacial Maximum) del versante italiano del Monte Bianco una ELA genericamente inferiore a 2400 m. Successivamente, utilizzando il metodo AAR (*Accumulation Area Ratio*) con  $AAR = 0,67$ , sono state calcolate la ELA media della Piccola Età del Ghiaccio (PEG; anno 1820 ca.) a  $2845 \pm 165$  m e la ELA media attuale (anno 1975) di  $3015 \pm 197$  m (VANUZZO, 2001).

### 4. CARATTERI SEDIMENTOLOGICI E MORFOLOGICI DELLE SUCCESSIONI PLEISTOCENICHE

I vari tipi di depositi glaciali sono stati classificati in base alla posizione rispetto al ghiacciaio (subglaciale, supraglaciale, di margine glaciale e proglaciale), all'ambiente di sedimentazione (subacqueo o terrestre) e al processo sedimentario (allogamento, fusione, sublima-



zione, deformazione e colata gravitativa) (GOLDTHWAIT & MATSCH, 1988).

I depositi legati al ghiacciaio principale sono riferibili in netta prevalenza a facies di margine glaciale, interpretabili come *till* di colata gravitativa (*ice-marginal gravity flowtill*): sono ghiaie sabbioso-limose con blocchi, poco selezionate e normal-addensate, solitamente a supporto di matrice e con una grossolana stratificazione inclinata di 10°-25° verso il fianco esterno delle morene, di cui costituiscono l'ossatura; i clasti, fortemente eterometrici, sono prevalentemente subangolosi.

Alla stessa posizione marginale sono anche associati numerosi lembi di depositi fluvioglaciali e glaciolacustri, che costituivano il riempimento di depressioni sviluppate tra il ghiacciaio e il versante: danno luogo a superfici pianeggianti sospese a più livelli sul fianco interno dei cordoni morenici o direttamente sul versante roccioso (terrazzi di *kame*). I primi (*ice-marginal glaciofluvial deposits*) sono rappresentati da ghiaie sabbiose con blocchi, a supporto di clasti, da grossolanamente a ben stratificate con locali accenni di stratificazione incrociata concava; i ciottoli, eterometrici, sono ancora subangolosi ma con spigoli sensibilmente smussati; la matrice è prevalentemente sabbiosa, con tessitura

medio-grossolana. I secondi (*ice-marginal glaciolacustrine deposits*) sviluppano alternanze decimetriche di sabbie fini, caratterizzate da laminazione piano-parallela o incrociata concava (con *ripples*, *climbing ripples* e laminazione a drappeggio), di sedimenti eterometrici non stratificati (*diamicton*) e di ghiaie fini, con stratificazione primaria suborizzontale. Spesso mostrano una marcata inclinazione degli strati (fino a 60° e oltre), legata a fenomeni di deformazione glaciotettonica o di collasso da ritiro glaciale, e laminazione convoluta, dovuta a deformazioni sinsedimentarie (*soft sediment deformations*).

Risultano subordinati, almeno in affioramento, i depositi di posizione subglaciale, corrispondenti a *till* di fusione (*subglacial melt-out till*) e, in misura minore, a *till* di alloggiamento (*lodgement till*).

I diversi depositi sono caratterizzati da discreta varietà compositiva, rappresentativa dell'esteso bacino della Dora Baltea (Fig. 4). La composizione petrografica dei clasti mostra però una spiccata differenziazione, considerando facies con differente posizione rispetto al ghiacciaio, marginale o subglaciale. I depositi di margine glaciale comprendono una maggioranza di clasti (oltre il 90%) di gneiss e micascisti eclo-



Fig. 4 - Composizione petrografica eterogenea dei clasti dei depositi glaciali legati alla valle principale, che rispecchia la varietà litologica del vasto bacino della Dora Baltea (*till* di colata di margine glaciale dell'Allogruppo di S. Michele-Borgo, Donato).

*Heterogeneous petrographic constitution of the main valley glacier sediments, testifying the lithologic variety of the wide Dora Baltea basin (S. Michele-Borgo Allogroup flowtill, Donato).*



gitici a glaucofane, ortogneiss eclogitici, eclogiti e glaucofaniti, metagraniti, gneiss “minuti” in facies scisti verdi, quarziti di vena e rari marmi dolomitico-calcitici saccaroidi di colore bianco: questo insieme litologico è indicativo di una alimentazione prevalente dai litotipi della Zona Sesia-Lanzo, affioranti estesamente nel tratto vallivo considerato (Fig. 3). Del tutto subordinati sono invece i clasti di litologie provenienti da altri complessi affioranti più a monte, tra i quali graniti, gneiss granatiferi, prasiniti, metagabbri e serpentiniti.

I depositi subglaciali sono invece costituiti in netta prevalenza da clasti di litologie resistenti all'erosione, come serpentiniti, eclogiti, dioriti, quarziti e marmi, provenienti dall'intero bacino idrografico. Nei pochi lembi affioranti di *till* di allogamento risultano particolarmente concentrate le serpentiniti, in piccoli ciottoli levigati, sfaccettati e, talvolta, striati.

I depositi legati ai ghiacciai tributari sono più monotoni per quanto riguarda facies e composizione litologica. Prevalgono i depositi più o meno ricchi di blocchi subangolosi, interpretabili come *till* di colata marginale, localmente costituenti morene laterali e più rari archi morenici frontali. La loro composizione litologica è ristretta ai litotipi locali riferibili al Complesso dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (Fig. 5), in

cui si sviluppano interamente i bacini tributari.

Al contrario l'espressione morfologica risulta molto più significativa per i lembi legati al glacialismo locale (evidenti cordoni morenici sia laterali che frontali; Fig. 5), rispetto a quelli del ghiacciaio balteo rappresentati in valle da lembi sottili e discontinui, morfologicamente poco diagnostici.

Nella carta geologica schematica (Fig. 6) si è scelto di rappresentare in modo indifferenziato tutti i depositi come di margine glaciale, con l'eccezione dei principali affioramenti di *till* subglaciale per il bacino della Dora Baltea e di due significativi lembi fluvioglaciali proglaciali legati ai ghiacciai del Chiussima e del Maroncello.

## 5. STRATIGRAFIA DELLA SUCCESSIONE PLEISTOCENICA

### 5.1 - Terminologia e metodo

La ricostruzione stratigrafica si è basata sugli elementi raccolti tramite la fotointerpretazione e il rilevamento geologico di circa 55 km<sup>2</sup>, condotto alla scala 1:10.000 seguendo il metodo allostratigrafico (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature,

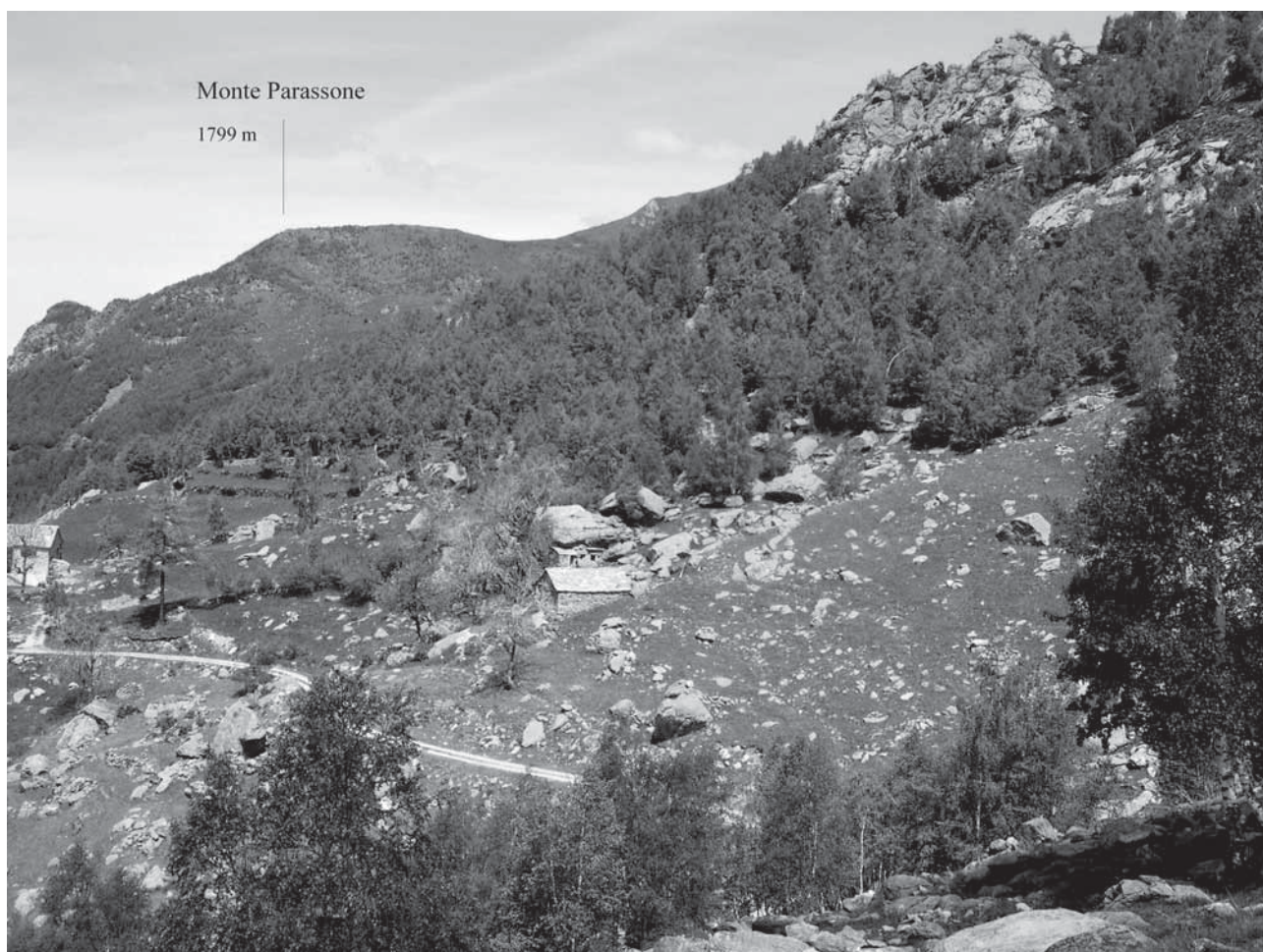


Fig. 5 - I depositi dei ghiacciai tributari mostrano una costituzione petrografica monotona (micascisti eclogitici) e formano potenti accumuli morfologicamente bene espressi (morene laterali destre del Ghiacciaio del Chiussima, Alpi Pian Maglio a 1550 m).

*Tributary glacier sediments show a monotonous petrographic constitution (eclogitic micaschist) and form significant moraines (lateral right moraines of the Chiussima Glacier, Pian Maglio Alpage at 1550 m).*

1983). La successione pleistocenica è stata pertanto differenziata in alloformazioni, unità di valore stratigrafico che, in questo contesto, hanno significato essenzialmente climatico, comprendendo ognuna i depositi riferibili a una determinata glaciazione. Esse sono a loro volta suddivisibili in allomembri, unità di ordine minore, comprendenti ognuno i depositi riferibili a uno stadio glaciale.

I raggruppamenti di depositi glaciali individuati sono quindi fondamentalmente riconducibili a unità climatostratigrafiche. La climatostratigrafia si basa sulla dipendenza dei processi erosivo-sedimentari dai fattori climatici e tale rapporto è particolarmente stretto per i depositi glaciali. In particolare la climatostratigrafia alpina (OROMBELLI & RAVAZZI, 1996; RAVAZZI, 2003) individua una serie di episodi glaciali (o glaciazioni), definibili come importanti eventi di espansione glaciale, separati da prolungati episodi di marcato ritiro delle masse glaciali (BINI *et al.*, 2004). Sono invece definiti stadi (in inglese *stadial*) le oscillazioni climatiche minori all'interno di un episodio glaciale, che, modulate dai fattori locali, comportano riavanzate e stazionamenti del margine glaciale. Il termine è stato ampiamente utilizzato per indicare le tappe dell'ultimo ritiro dei ghiacciai alpini nel Tardoglaciale (19.000-11.500 anni cal. BP), denominate dalle località di fondovalle in cui sono stati individuati i rispettivi apparati morenici frontali (in parte già da PENCK & BRÜCKNER, 1909): in ordine cronologico sono gli stadi Gschnitz, Clavadel/Senders, Daun, Egesen e Kromer/Kartell. Precedenti fasi di riavanzata glaciale, collocabili a oltre 18-19 cal ka BP alla fine del LGM, sono più problematiche e sono note come stadi Bühl e Steinach. Le datazioni numeriche (radiocarbonio su resti lignei, isotopi cosmogenici su massi erratici e luminescenza su depositi fluvioglaciali) hanno individuato la fase di massima espansione glaciale a partire da 30.000 anni fa e l'inizio del ritiro glaciale ad almeno 20.000 anni fa. In particolare per l'Italia Settentrionale le datazioni  $^{14}\text{C}$  attestano due fasi di massima avanzata (26,5±2,3 e 24±2,1 cal ka BP) per l'LGM dell'Anfiteatro del Tagliamento, seguite da un primo stadio cataglaciale tra 21±18,8 cal ka (MONEGATO *et al.*, 2007), mentre l'età minima della deglaciazione nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea è indicata da un'età di esposizione di 20,8±1,5  $^{10}\text{Be}$  ka BP (GIANOTTI *et al.*, 2008). I primi tre stadi tardoglaciali (Gschnitz, Clavadel/Senders, Daun) sono stati riferiti all'intervallo 18÷15 ka e correlati con l'*Oldest Dryas* della climatostratigrafia nord-europea (precedente all'interstadio *Bolling* fissato a 14,7 ka); lo stadio Egesen, datato tra 13÷11,5 ka circa, è stato correlato allo *Younger Dryas* (post-*Bolling*), mentre lo stadio Kartell è stato collocato dubitativamente all'inizio dell'Olocene (riferimenti in IVY-OCHS *et al.*, 2008). Per correlare gli apparati morenici stadiali delle diverse valli alpine a quelli delle località-tipo, i vari studiosi hanno fatto ricorso a metodi morfostratigrafici (posizione relativa delle cerchie terminali; morfologia delle morene, con particolare riferimento al grado di rimodellamento e alla rielaborazione periglaciale), pedostratigrafici (grado di evoluzione dei suoli e di alterazione dei massi erratici) e climatostratigrafici (confronto tra le paleo-ELA e soprattutto tra le differenze delle ELA rispetto alle ELA della "Piccola Età del Ghiaccio").

Nell'area di studio la distinzione stratigrafica dei

depositi è avvenuta facendo ricorso a elementi pedostratigrafici e morfostratigrafici. I dati sono stati confrontati con quelli disponibili in letteratura: questi ultimi sono notevoli per l'Anfiteatro Morenico di Ivrea (CARRARO, 1992; GIANOTTI, 1993; BAIO & GIANOTTI, 1996; GIANOTTI, 2007; GROSSO, 2005; GIANOTTI *et al.*, 2008) e pressoché inesistenti per il settore vallivo (cfr. § 3). I depositi riferibili a differenti glaciazioni sono stati distinti in anfiteatro soprattutto attraverso la pedostratigrafia, che si basa sul confronto dei caratteri pedogenetici dei suoli superficiali (profondità e grado di alterazione; indici di colore dei suoli e dei loro *colluvia*). Lo studio morfostratigrafico ha poi permesso di estendere nel settore a monte la suddivisione in alloformazioni già effettuata in anfiteatro e, inoltre, di effettuare un'ulteriore differenziazione dei depositi dell'ultimo episodio glaciale in subunità (allomembri) collegate a differenti stadi glaciali, sia per il ghiacciaio principale che per quelli tributari.

La morfostratigrafia è la suddivisione di depositi in base alla correlazione delle forme primarie cui danno luogo. Per la caratteristica capacità dei ghiacciai di edificare in breve tempo forme diagnostiche particolarmente evidenti e continue su vaste aree, la morfostratigrafia ha da sempre giocato un ruolo fondamentale nella ricostruzione stratigrafica di aree glacializzate nel Quaternario.

Nel caso in esame ciò è avvenuto tramite l'individuazione di allineamenti di forme diagnostiche di margine glaciale, corrispondenti a cordoni morenici e a terrazzi di *kame*, in base alle quali è stato possibile effettuare una ricostruzione delle posizioni del margine glaciale in occasione dei successivi stazionamenti del ghiacciaio. Come è noto, le morene laterali e frontali si formano nel corso di stazionamenti della massa glaciale con tendenza a una limitata espansione, accompagnati quindi da un aumento di spessore; i terrazzi di *kame* si formano invece durante stazionamenti del ghiacciaio con tendenza a un limitato o lento ritiro. I raggruppamenti di depositi così ottenuti, distribuiti ognuno tra due allineamenti successivi di forme, sono da considerarsi unità morfostratigrafiche, strettamente dipendenti da eventi climatici, e permettono una dettagliata suddivisione in unità stratigrafiche. Un dato allomembro è quindi costituito dai depositi sedimentati nel corso di uno stadio glaciale, che disegnano l'allineamento di forme altimetricamente più elevato e longitudinalmente più distale, e dai lembi di depositi abbandonati durante il successivo ritiro, distribuiti in posizione via via più interna e a quota inferiore, spesso privi di evidenza morfologica (GIANOTTI, 2007). Nel presente lavoro con "stadio di acme glaciale" si indica il momento in cui il ghiacciaio realizza la massima avanzata nel corso di un episodio glaciale, seguito da vari "stadi cataglaciali", nel corso di ognuno dei quali avviene un sensibile stazionamento del margine glaciale (che verosimilmente fa seguito a una riavanzata), nell'ambito di un più generalizzato ritiro.

In conclusione gli elementi geologici, pedostratigrafici e morfostratigrafici a disposizione hanno consentito una differenziazione in dieci unità stratigrafiche di varia tipologia (allostratigrafiche e morfostratigrafiche) e rango gerarchico (allogruppi, alloformazioni, e allomembri, di seguito indicati rispettivamente con AG, AF e AM), otto delle quali nel bacino della Dora Baltea e



due nel complesso dei bacini tributari. Le diverse unità non comprendono però i depositi subglaciali, difficilmente differenziabili dal punto di vista stratigrafico, che vengono provvisoriamente trattati a parte come un'unica unità litostratigrafica.

## 5.2 - Unità geneticamente legate al ghiacciaio della Dora Baltea

L'insieme dei dati raccolti, oltre a consentire una rappresentazione cartografica di dettaglio dei depositi e delle forme glaciali, che sarà oggetto di una specifica pubblicazione e che viene qui sintetizzata in Fig. 6, ha permesso una più precisa definizione delle unità costituenti la successione legata al ghiacciaio principale e una migliore valutazione delle facies che le caratterizzano.

L'**AG di S. Michele-Borgo** (1 in Fig. 6A) rappresenta il termine più antico della successione investigata e comprende varie alloformazioni (dalla più antica: Mongrando, Montino, Bornasco, Zubiena, Parogno e Torrazzo), di cui solo le prime quattro affiorano nell'area di studio limitatamente al settore di anfiteatro. La successione è riferibile al termine del Pleistocene inferiore e a parte del Pleistocene medio (CARRARO *et al.*, 1991).

Le varie unità sono rappresentate in modo indifferenziato in carta come allogruppo, per la marginalità della loro distribuzione e per il fatto che i corrispondenti depositi del settore vallivo, nel caso in cui risultassero conservati anche a monte dell'anfiteatro, sarebbero verosimilmente privi di elementi di distinzione stratigrafica.

Nel settore di anfiteatro i depositi, con spessore massimo di 30 m, formano brevi dorsali relitte derivanti dall'erosione di archi morenici di lobo glaciale, ampiamente rimodellate e troncate dalla profonda incisione del T. Viona; si sviluppano tra gli 800-700 m e sono sospese fino a circa 500 m sull'attuale fondovalle alluvionale del F. Dora Baltea. I sedimenti, che corrispondono prevalentemente a depositi di margine glaciale *s.l.*, sono interessati da suoli profondamente troncati di colore rosso (2.5YR 5/8), con patine di argilla spesse e continue, completa alterazione dei clasti e cementazione da parte degli ossidi di ferro. Al margine interno questi sedimenti sono sepolti dai depositi dell'AF della Serra, che li sovrastano anche altimetricamente (Fig. 6B).

Nel settore vallivo le superfici di appoggio in roccia si distribuiscono a quote superiori a 1300 m a monte e a 1100 m a valle, al di sopra del limite altimetrico raggiunto dalle espansioni glaciali successive; tuttavia non risultano conservare depositi glaciali, almeno in affioramento: ad esempio l'esteso piano di Serrafredda, sito a 1100 m in posizione prossima allo sbocco vallivo, è modellato in roccia con una ridotta copertura di depositi gravitativi.

L'**AF della Serra** (2 in Fig. 6A) costituisce, nel settore di anfiteatro, una fascia continua e imponente di morene laterali subparallele, poco rimodellate, con altezza relativa di alcune decine di metri, e si distribuisce tra 940 m e 900 m a monte e tra 770 e 650 m a valle, sospesa fino a 700 m rispetto all'attuale fondovalle alluvionale. I depositi, la cui facies prevalente è il *till* di colata di margine glaciale, raggiungono lo spessore di 60 m circa a est di Andrate; sono interessati da suolo di colore bruno-rossastro (7.5 YR 5/8), con spessore

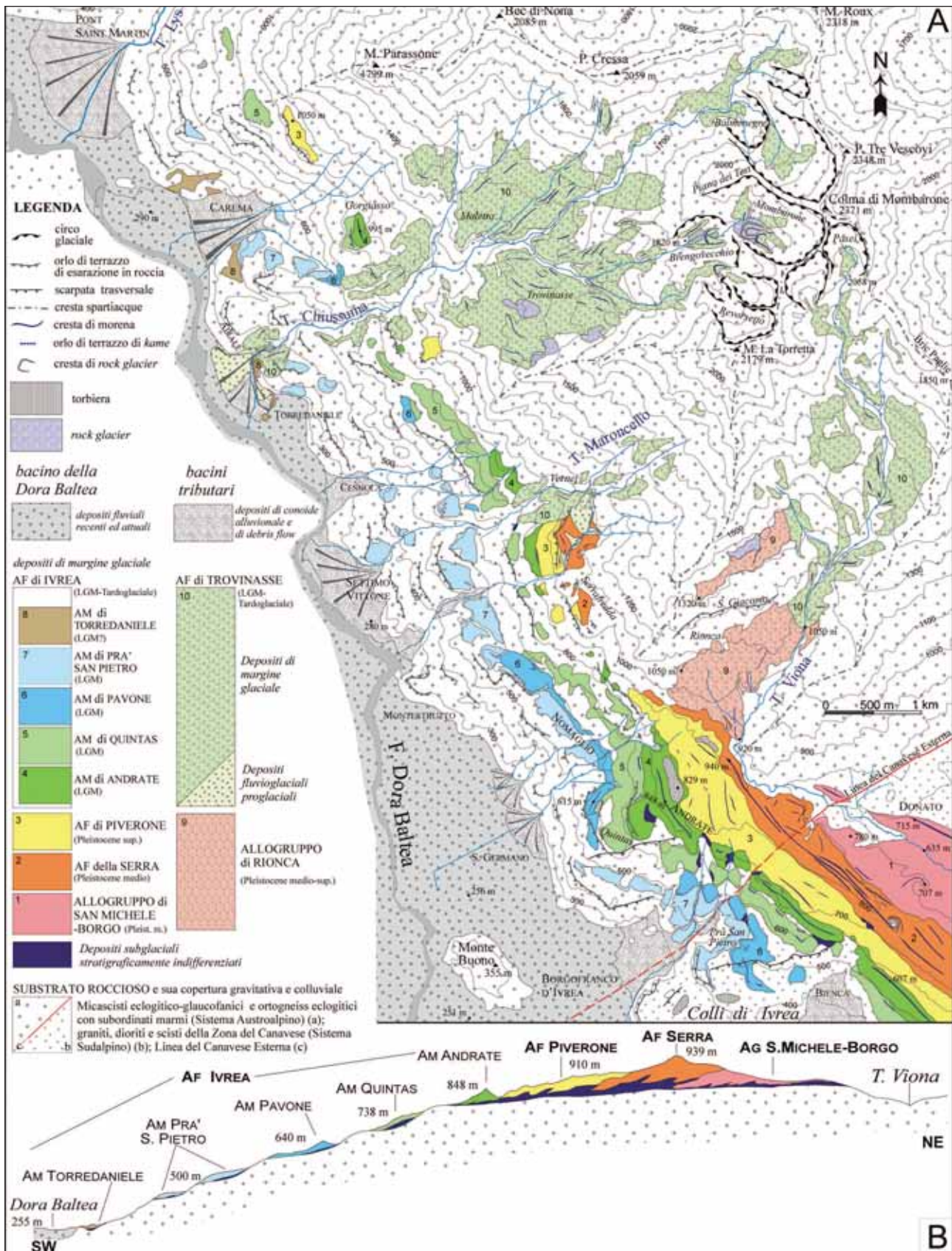
conservato di 2 metri e patine di argilla continue; i clasti sono prevalentemente poco alterati. Nel settore vallivo l'unità costituisce invece lembi discontinui di depositi a formare cordoni laterali molto rimodellati, distribuiti esclusivamente nel tratto prossimo allo sbocco dell'incisione del T. Maroncello tra 1100 e 1040 m, sospesi di oltre 800 m sull'attuale fondovalle alluvionale.

L'**AF di Piverone** (3 in Fig. 6A) nel settore di anfiteatro costituisce, in posizione immediatamente più interna e a quota minore rispetto all'AF della Serra, un'estesa successione di cordoni morenici laterali poco rilevati e discontinui con lunghezza di poche centinaia di metri e altezza massima di 10 m, bordati sul fianco interno da terrazzi di *kame* disposti a gradinata. Nel settore vallivo questa unità raggruppa i depositi glaciali distribuiti tra 1060 m, a monte, e 600 m, a valle, costituenti lembi discontinui e morfologicamente mal espressi. Lo spessore dei sedimenti è in genere di pochi metri nel settore vallivo, mentre in anfiteatro aumenta dalla quindicina di metri, a NE di Andrate, a oltre 30 m, più a valle. Sono prevalenti depositi di margine glaciale, tra cui *till* di colata, costituenti cordoni, e depositi glaciolacustri e fluvio-glaciali, costituenti terrazzi di *kame* o riempimenti di scaricatori e di depressioni chiuse. Al tetto dell'unità sono osservabili rari relitti di suolo, con spessore compreso tra 1 e 2 m, caratterizzato da un colore bruno-rossastro (7.5YR 6/8) e da una modesta alterazione dei clasti. Molto più diffusi sono invece i prodotti colluviali con lo stesso indice di colore.

L'**AF di Ivrea** (4-8 in Fig. 6A) raggruppa i depositi che costituiscono le cerchie più interne dell'anfiteatro, sensibilmente smembrate dall'erosione fluviale o sepolte dai sedimenti lacustri e alluvionali della depressione interna dell'anfiteatro. I depositi, che raggiungono spessori metrici in valle e decametrici in anfiteatro, non mostrano in genere suoli in posto e sono formati da clasti poco alterati; sono invece interessati da un orizzonte C di ossidazione della matrice con spessore fino a 2 m, con colori bruno-giallastri (10YR 6/8). Più frequenti sono i lembi di colluvium di suolo, con spessore di alcuni decimetri e colore bruno-rossastro 7.5YR 6/8. Recenti datazioni con isotopi cosmogenici su massi erratici dei Colli d'Ivrea consentono di riferire l'AF di Ivrea al LGM e collocano il ritiro del ghiacciaio balteo dall'anfiteatro morenico ad almeno  $20.8 \pm 1.5$   $^{10}\text{Be ka}$  (GIANOTTI *et al.*, 2008).

L'AF di Ivrea è suddivisibile su base morfostratigrafica in una sequenza di allomembri, comprendenti ognuno i sedimenti glaciali deposti tra una fase di stazionamento del margine glaciale (stadia) e quella successiva. Il primo allomembro (Andrate) è riferibile allo stadio di acme glaciale dell'ultima glaciazione, mentre le unità successive (Quintas, Pavone, Prà San Pietro e Torredaniele) sono riferibili ad altrettanti stadi cataglaciali, tutti collocabili ancora nel LGM.

L'AM di Andrate (4 in Fig. 6A) comprende depositi e forme collegati allo stadio di massima espansione del ghiacciaio nell'ultima glaciazione. Nel settore di anfiteatro corrisponde al cordone noto in letteratura come "Piccola Serra", che si sviluppa con lunghezza di 9 km nel settore compreso tra il Cimitero di Andrate e il Castello di Bollengo, di cui la carta comprende solo il tratto iniziale di circa 3 km. I depositi, prevalentemente *till* di colata, si distribuiscono in posizione immediatamente più interna e in una fascia altimetrica di poco





inferiore rispetto all'AF di Piverone, compresa tra 850 e 500 m, risultando sospesi fino a 600 m sull'attuale fondovalle alluvionale.

Nel settore vallivo è distribuita in lembi discontinui sviluppati tra 995 m a monte, in corrispondenza della morena di Gorgiasso, e 800 m, a valle. L'espressione morfologica è rappresentata da piccoli cordoni morenici e lembi applicati al versante roccioso.

L'AM di Quintas (5 in Fig. 6A) rappresenta il primo termine della locale successione cataglaciale. In anfiteatro l'unità comprende diversi allineamenti di terrazzi di *kame*, i cui depositi sono applicati al fianco interno della Piccola Serra, con spessori inferiori alla decina di metri e distribuiti tra 700 e i 650 m, a monte, e tra 650 e i 600 m, a valle, risultando sospesi fino a circa 400 m rispetto all'attuale piana alluvionale. Nel settore vallivo lembi discontinui di depositi formano ripiani terrazzati distribuiti tra 1000 m, a monte, e 850 m, a valle.

L'AM di Pavone (6 in Fig. 6A) rappresenta il secondo termine della locale successione cataglaciale. Nell'ambito del settore in carta l'areale di distribuzione di questa unità, come anche delle successive, si può considerare limitato al solco vallivo. Si sviluppa tra 900÷850 m, a monte, e 520÷450 m, a valle presso Bienca, risultando sospesa rispetto all'attuale fondovalle alluvionale con un dislivello di circa 600 m, a monte e 250 m, a valle. Si compone di pochi lembi discontinui e ridotti, tranne che a Nomaglio dove sono conservati quattro segmenti di morena laterale. L'unità risulta prevalentemente costituita da depositi di margine glaciale di spessore metrico, in maggior parte interpretabili come *till* di colata.

L'AM di Prà San Pietro (7 in Fig. 6A), penultimo termine della successione cataglaciale considerata, rappresenta lo stadio in seguito al quale si realizza il definitivo ritiro del ghiacciaio balteo dall'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. Il limite esterno dell'unità è dato da un allineamento di morene poco rilevate, sviluppato tra Prà San Pietro a 475 m e la soglia che forma il fianco meridionale della piccola torbiera di Bienca (390 m). Sulle numerose rotture di pendenza del settore vallivo, distribuite in un'estesa fascia altimetrica compresa tra 800 e 450 m di quota sopra Carema, sono conservati diversi lembi di depositi glaciali senza particolare espressione morfologica diagnostica.

L'AM di Torredaniele (8 in Fig. 6A) corrisponde all'ultimo termine della successione cataglaciale locale. Il suo limite distale è individuato da un segmento di arco morenico frontale, che si innalza di una decina di metri sul fondovalle tra Settimo Vittone e Carema (276 m) in corrispondenza dell'abitato di Torredaniele, sito su un'emergenza del substrato roccioso in forma di dosso montonato.

### 5.3 - Unità geneticamente legate ai ghiacciai dei bacini tributari

Diffuse testimonianze glaciali sono state riconosciute anche nelle valli laterali, riferibili ai bacini dei torrenti Chiussima, Maroncello e Viona. Nel bacino del Viona è distinguibile un raggruppamento più antico (Allogruppo di Rionca), caratterizzato da una sensibile alterazione pedogenetica. Non essendo emersi altri elementi di differenziazione stratigrafica, tutti gli altri depositi glaciali sono stati riuniti in una sola unità più recente (AF di Trovinasse): questa è riferibile al LGM in quan-

to le sue forme di modellamento e di accumulo sviluppate a quota più bassa intersecano nettamente i depositi dell'AF di Ivrea, legati al glacialismo principale.

L'AG di Rionca (9 in Fig. 6A) raggruppa i depositi distribuiti sul versante destro della Valle del T. Viona in un'ampia fascia altimetrica, distinti in due gruppi di lembi sviluppati a 1200÷970 m e a 1400÷1300 m, separati da un settore più acclive modellato in roccia affiorante. L'ampia distribuzione di questi sedimenti e le diverse caratteristiche morfologiche dei lembi suggeriscono che siano riferibili a differenti episodi glaciali, da cui il nome di gruppo attribuito all'insieme. Sono stati cartografati depositi di margine glaciale, con spessore plurimetrico, costituiti da blocchi di composizione litologica relativamente monotona (micascisti eclogitico-glaucofanici, ortogneiss e quarziti di vena della Zona Sesia-Lanzo). Allo sbocco della valle, a circa 920 m, questi depositi danno luogo a tre cerchie costituenti un piccolo apparato morenico frontale del Ghiacciaio del Viona, prossimo all'inizio della Serra d'Ivrea: il rapporto complessivamente eteropico e i dati pedomorfologici (suolo di colore bruno-rossastro 7.5YR 5/6) supportano l'ipotesi che i depositi dell'anfiteatro terminale del Viona siano coevi a quelli dell'AF della Serra.

L'AF di Trovinasse (10 in Fig. 6A) comprende depositi di margine glaciale, caratterizzati da minor grado di alterazione rispetto ai precedenti, diffusi in tutti i tre bacini tributari.

Nel bacino del Viona questi depositi si distribuiscono tra i due piccoli circhi glaciali alla testata del bacino (2050 m) e l'incisione di fondovalle a 1050 m, dove un raggruppamento di morene latero-frontali e *kame* associati, circa 1,5 km a monte dell'anfiteatro terminale sopracitato, rappresentano verosimilmente la massima espansione del Ghiacciaio del Viona nell'ultimo episodio glaciale (LGM) e sono quindi correlabili con l'AM di Andrate.

Il più esteso bacino del Chiussima conserva depositi glaciali in tutta la sua estensione, a partire dai notevoli circhi glaciali a gradinata (Balmenegre, Mombarone e Revorsetto) presenti nella parte superiore del bacino (tra i 1800 e i 2300 m), fino a quote molto basse, alla confluenza con il fondovalle principale (circa 350 m). I depositi danno luogo a morene laterali con lunghezza massima di poche centinaia di metri e altezza di alcuni metri, particolarmente numerose e bene espresse nella parte alta del bacino (Figg. 5 e 7); un complesso di morene laterali e un conoide fluvioglaciale con blocchi ciclopici si sviluppa allo sbocco sul fondovalle principale presso Airale, ad appena una cinquantina di metri sopra l'attuale alveo del F. Dora Baltea (Fig. 8).

Nel bacino del Maroncello si osservano depositi di margine glaciale con composizione litologica particolarmente monotona (micascisti eclogitici e quarziti di vena) e con spessore modesto, in genere non superiore a pochi metri, che costituiscono morene di dimensioni ridotte. In particolare le morene laterali conservate a Vernej (intorno ai 900 m) provano che anche questo piccolo bacino, nonostante la sua modesta estensione (2,6 km<sup>2</sup>), l'altimetria non elevata (quota massima 2179 m) e la sfavorevole esposizione (verso SW), abbia ospitato un ghiacciaio proveniente dalla confluenza di due piccoli ghiacciai di nicchia. Allo stesso bacino sono inoltre da riferire i depositi fluvioglaciali attribuibili allo scaricatore sinistro del Ghiacciaio del Maroncello,



Fig. 7 - Arco morenico frontale nella parte alta del bacino del Chiussuma (1840 m).

*End moraine in the high side of Chiussuma basin (1840 m a.s.l.).*



Fig. 8 - Le morene del Ghiacciaio del Chiussuma si estendono fino al fondovalle principale (350 m), dove intersecano i depositi legati a uno degli stadi glaciali più recenti del ghiacciaio balteo (AM di Torredaniele).

*The Chiussuma Glacier moraines reach the main valley floor (350 m a.s.l.): they cut the sediments linked with a more recent glacial stadial of the Dora Baltea Glacier (Torredaniele AM).*



distribuiti tra i cordoni morenici dell'AF della Serra della valle principale.

La cronologia degli stadi glaciali in cui si scandisce il glacialismo laterale può essere parzialmente ricostruita in base ai rapporti di intersezione e di eteropia di facies con le successioni del ghiacciaio principale (Fig. 9). I depositi glaciali dei bacini del Chiussuma e del Maroncello sono attribuibili interamente, per quanto è dato sin'ora a conoscere, all'ultimo episodio glaciale, in quanto le loro morene terminali, sviluppate fino a bassa quota, intersecano i lembi del bacino principale appartenenti alle AF della Serra, di Piverone e di Ivrea, quest'ultima riferibile al LGM.

In particolare le morene terminali del Ghiacciaio del Chiussuma hanno rapporto di eteropia con l'AM di Torredaniele della successione glaciale principale, risultando pertanto ad essa correlabili. Le morene terminali del Ghiacciaio del Maroncello intersecano invece i lembi dell'AM di Andrate, risultando quindi più recenti: la loro posizione, strettamente confinata nella fascia altimetrica in cui si distribuisce l'AM di Quintas, indica come il distacco della fronte glaciale dal ghiacciaio balteo sia avvenuta durante lo stadio di Quintas e non successivamente, considerato che la tendenza generale è

quella del regresso glaciale.

Nel bacino del Viona la netta separazione plano-altimetrica tra i depositi dell'AF di Trovinasse e quelli dell'AM di Andrate, nonché l'interposizione di un apparato morenico terminale più antico allo sbocco della valle, provano come nel corso del LGM il Ghiacciaio del Viona non giungesse a saldarsi con quello principale, come invece risulta essere avvenuto nel corso del precedente episodio glaciale Serra.

#### 5.4 - La successione post-glaciale

Comprende depositi di origine sia gravitativa che legata al sistema idrografico, sedimentati in seguito al ritiro del ghiacciaio balteo del LGM e ormai scollegati dai suoi apporti.

Al periglacialismo del Tardoglaciale (se non ancora del LGM) è da riferire la formazione di *rock glacier* attualmente relitti, distribuiti sopra i 1200 m nel bacino del Chiussuma. I loro depositi sono costituiti da blocchi di micascisti eclogitici, con subordinati quarziti di vena ed eclogiti, mescolati a una scarsa matrice sabbiosa poco selezionata, costituenti lobi, con tracce di creste concentriche, prodotti dalla deformazione periglaciale a spese sia di depositi glaciali dell'AF di Trovinasse sia di

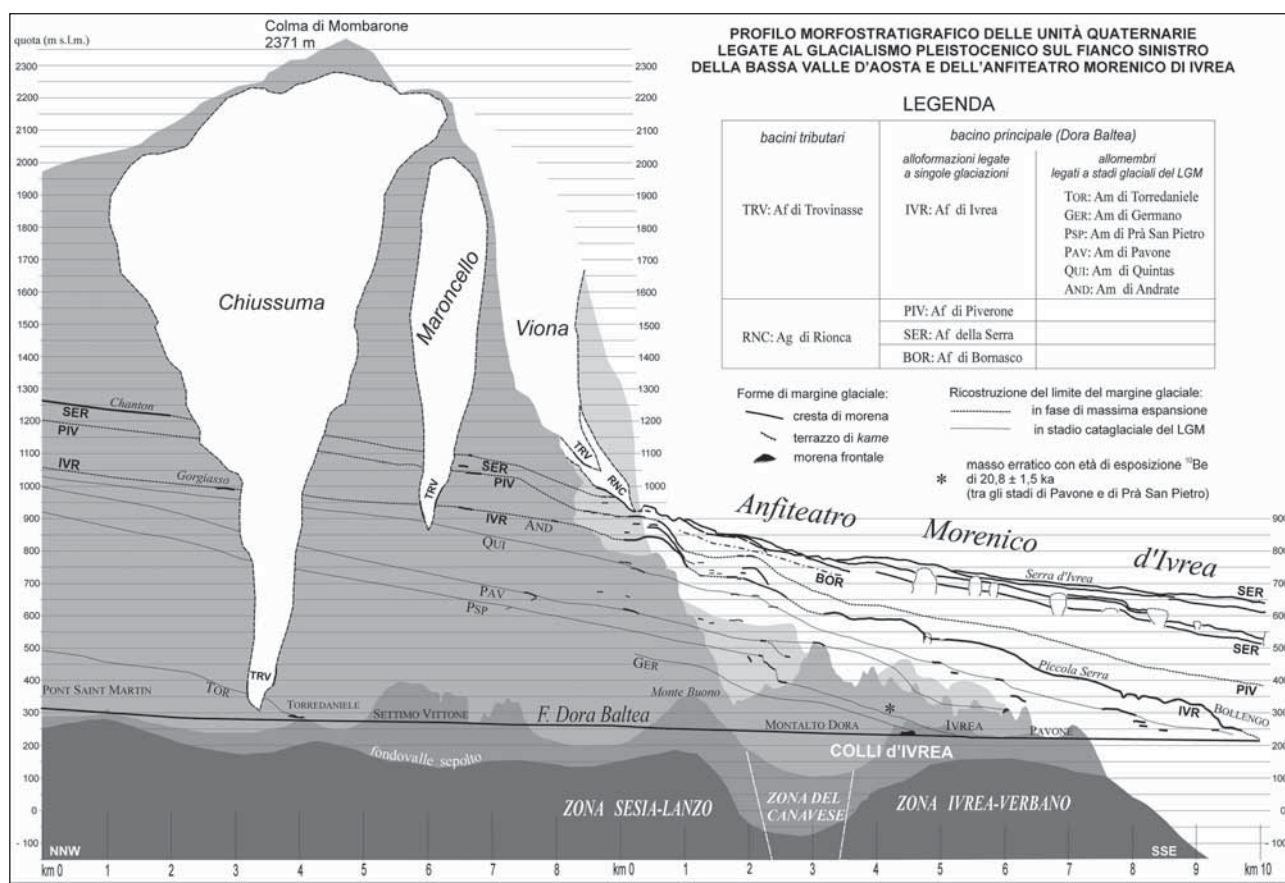


Fig. 9 - Profilo morfostratigrafico dell'area in esame: rapporti di intersezione tra le morene dei ghiacciai tributari (Chiussuma, Maroncello e Viona) e quelle legate al ghiacciaio principale (Dora Baltea). L'AF di Bornasco (BOR), appartenente all'AG di San Michele-Borgo, si distribuisce in posizione più esterna e a quota inferiore rispetto all'AF della Serra. Viene indicata anche l'AM di Germano, non differenziata nell'area di studio. La morena di Chanton, appartenente all'AF della Serra, si trova in realtà sull'opposto versante vallivo destro.

*Morphostratigraphic cross section of the examined area: intersection relationship between the tributary glaciers moraines (Chiussuma, Maroncello and Viona) and the main glacier moraines (Dora Baltea). The Bornasco AF (BOR) of the San Michele-Borgo Group extends in more external and lower positions than those reached by the Serra moraines. Also the Germano AM, not recognized in the studied area, is shown. Chanton moraine, belonging to the Serra AF, is actually located on the opposite (right) side of the valley.*

accumuli detritici. All'interno del circo glaciale sudoccidentale della Colma di Mombarone è conservato un *rock glacier* dalla forma particolarmente bene espressa, la cui fronte è scesa a saldarsi con un arco morenico frontale tardoglaciale poggiante sulla soglia del circo: lo sbarramento prodotto ha determinato la formazione di un lago o l'aumento di livello di un precedente lago di circo, poi colmato, di cui l'attuale Lago di Mombarone (q. 1910) costituisce il relitto (Fig. 10).

Alcune superfici orizzontali sviluppate tra le morene o tra le morene e il versante svelano la presenza di bacini glaciolacustri marginali, sopravvissuti anche in seguito al ritiro glaciale e infine colmati da depositi lacustri e palustri: questi ultimi sono costituiti da sabbie fini limoso-argillose di colore grigiastro o nerastro (*gyttja*) e da livelli di torbe, di spessore decimetrico. L'esempio più importante è rappresentato dalla successione a gradinata di bacini intermorenici confinati tra l'AF della Serra e le morene dell'AF di Piverone, che termina nella vasta Piana di Salamia ad Andrate, confinata a sua volta tra le morene dell'AF di Piverone e l'AM di Andrate.

Nel fondovalle principale i depositi alluvionali del F. Dora Baltea, prevalentemente sabbiosi, formano un'ampia superficie debolmente incisa dal corso d'acqua, che si salda direttamente alla base dei ripidi versanti rocciosi senza interposizione di terrazzi: questa morfologia si spiega con una prolungata tendenza al sovralluvionamento sull'intero fondovalle nel tratto tra Pont Saint Martin e Borgofranco d'Ivrea. I depositi lega-

ti ai corsi d'acqua tributari costituiscono invece ridotti conoidi alluvionali, tra i quali quello telescopico del T. Chiussima i cui depositi attuali sono incastrati entro quelli del conoide fluvioglaciale pleistocenico (Fig. 6A).

Potenti ed estese falde detritiche a grandi blocchi di micascisti sono strettamente legate al profondo stato di fratturazione e allentamento del substrato roccioso, specialmente all'intersezione tra la valle principale e alcune dorsali rocciose che separano i vari bacini tributari.

## 6. RICOSTRUZIONE CLIMATO-STRATIGRAFICA

Nell'area esaminata le alloformazioni riunite nell'AG di S. Michele-Borgo sono riferibili alle prime glaciazioni del Pleistocene inferiore-medio; le successive alloformazioni della Serra, di Piverone e di Ivrea sono invece riferibili ai tre episodi glaciali più recenti, occorsi a partire dalla fine del Pleistocene medio (GIANOTTI, 2007).

Per quanto riguarda l'episodio glaciale più recente (AF di Ivrea, correlabile al LGM e al successivo Tardoglaciale: 30÷11,5 ka BP), l'individuazione nell'area di studio di 5 allomembri consente di delineare una storia evolutiva assai più dettagliata che non per le precedenti unità (Fig. 9).

In particolare, allo stadio di acme dell'ultimo episodio glaciale è riferibile l'AM di Andrate, con edificazione nel settore laterale sinistro dell'AMI di una morena

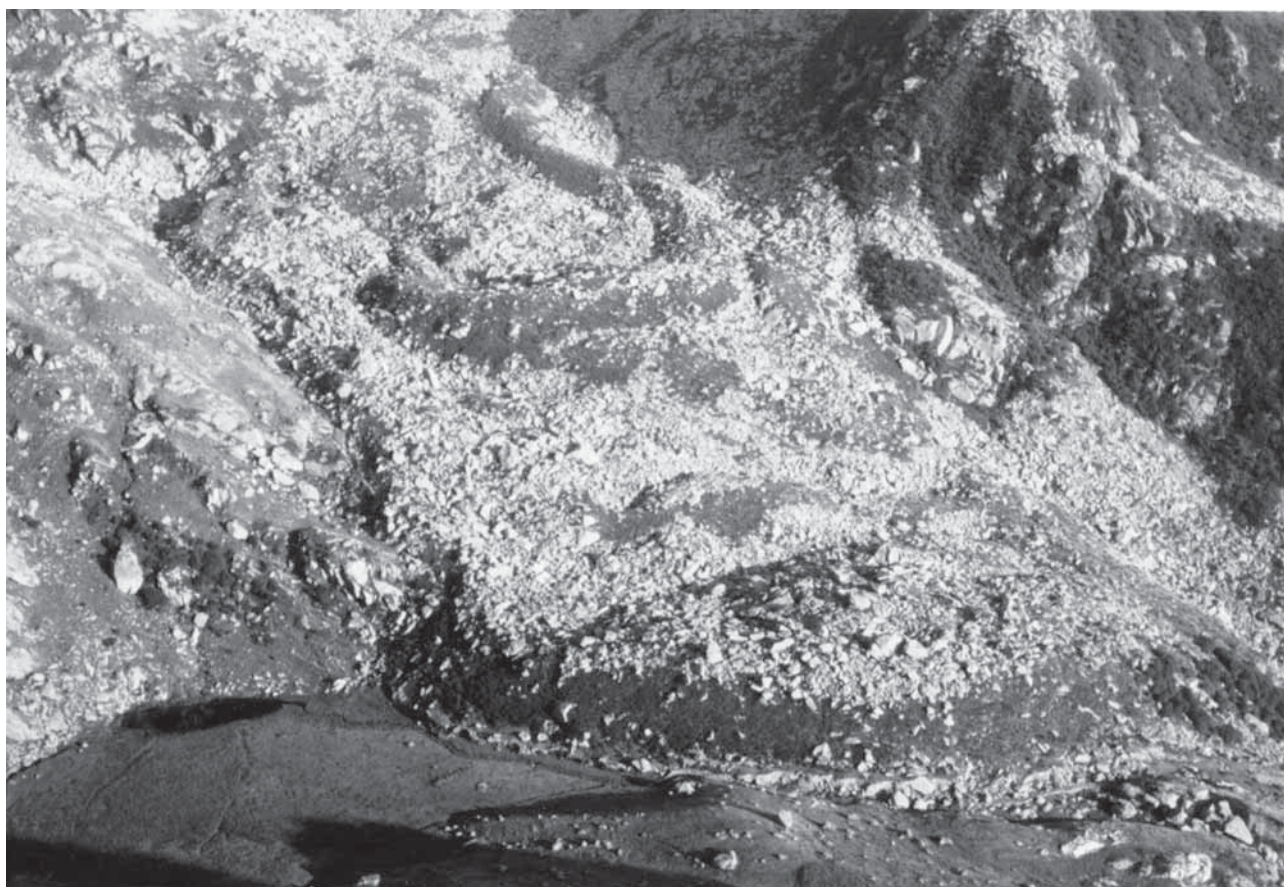


Fig. 10 - Il rock glacier del circo glaciale del Lago di Mombarone.  
*Rock glacier in the Mombarone Lake glacial cirque.*



elevata e continua (Piccola Serra).

Durante lo stadio di Andrate i ghiacciai tributari del Chiussuma e del Maroncello confluivano in quello principale, mentre la fronte di quello del Viona si attestava 200 m più in alto.

Gli allomembri altimetricamente più bassi (Quintas, Pavone, Prà San Pietro e Torredaniele) sono legati a quattro successivi stadi cataglaciali: questi sono molto probabilmente riferibili ancora tutti al LGM piuttosto che al Tardoglaciale, in base all'età minima di esposizione di  $20,8 \pm 1.5$  ka  $^{10}\text{Be}$  BP di un masso erratico deposto sui Colli d'Ivrea tra gli stadi di Pavone e di Prà San Pietro (GIANOTTI *et al.*, 2008).

Gli allomembri di Pavone e di Torredaniele, i cui limiti distali sono marcati prevalentemente da morene, rappresentano stazionamenti meglio definiti, probabilmente successivi a riavanzate; gli allomembri di Quintas e di Prà San Pietro, con prevalenti terrazzi di *kame*, corrispondono a stazionamenti meno marcati e duraturi.

Tra l'edificazione delle due cerchie maggiori (stadi di Andrate e di Pavone) il Ghiacciaio Balteo si ritirò velocemente di 8-9 km verso monte (da Strambino a Ivrea-Pavone), come indica la pressoché totale mancanza di depositi glaciali sui rilievi rocciosi tra Pavone e Bellavista; tale ingente arretramento della fronte glaciale fu interrotto solo dallo stadio di Quintas (GIANOTTI, 2007). Durante lo stadio di Quintas il ghiacciaio tributario del Maroncello si separò dal Ghiacciaio Balteo.

L'AM di Prà San Pietro (qui considerato insieme al successivo AM di Germano, distinto solo più a valle e ancora da investigare nel dettaglio) materializza lo stadio dell'ultimo episodio glaciale in seguito al quale il ghiacciaio ha abbandonato definitivamente l'AMI. Il suo limite distale è marcato da un allineamento di lembi (morene e *kame*) lungo il ciglio della scarpata rocciosa con cui i colli dioritici si innalzano sulla piana della Dora Baltea; queste evidenze indicano una posizione della fronte glaciale da ricercarsi in un settore compreso tra Banchette (Ivrea) e Montalto Dora sotto i depositi alluvionali del F. Dora Baltea. Lo sviluppo altimetrico dei depositi dell'AM di Prà San Pietro sul versante vallivo (distribuiti su circa 400 m di dislivello) indica che, in seguito allo stazionamento che definisce il limite superiore e distale dell'unità, la fronte del ghiacciaio balteo si produsse in un ingente ritiro: la mancanza di evidenti forme di margine glaciale a monte dell'allineamento descritto fa ipotizzare un ritiro relativamente lento, di almeno 9 km sul fondo-valle, senza stazionamenti marcati o riavanzate, verosimilmente in risposta a una maggiore oscillazione climatica. Il ritiro si concluse a monte della posizione dell'arco morenico frontale di Torredaniele: quest'ultimo, generato da una successiva riavanzata della fronte glaciale, rappresenta l'inizio del successivo stadio di Torredaniele. Durante lo stadio di Prà San Pietro il ghiacciaio tributario del Chiussuma confluiva ancora in quello della Dora Baltea; la loro separazione si realizzerà nel corso dello stadio di Torredaniele.

## 7. LINEA DI EQUILIBRIO DURANTE IL LGM

### 7.1 - Terminologia, metodi di calcolo e applicazioni delle ELA

La Linea di Equilibrio (ELA - *Equilibrium Line Altitude*) è il luogo in cui il bilancio di massa di un

ghiacciaio risulta uguale a zero, dove cioè gli apporti sono compensati dalle perdite. L'ELA, espressa da una quota s.l.m., rappresenta un ottimo indicatore della variabilità climatica, in quanto è il risultato complessivo e quantificabile dei differenti processi che regolano l'alimentazione e l'ablazione glaciale, primi tra i quali le precipitazioni e la temperatura media estiva.

Per calcolare le paleo-ELA si utilizzano numerosi metodi: quello del "rapporto tra area di alimentazione e area totale" (AAR - *Accumulation Area Ratio*; MEIER & POST, 1962) e quello del "rapporto di bilancio" (BR - *Balance Ratio*; FURBISH & ANDREWS, 1984) risultano tra i più impiegati nella letteratura recente e necessitano entrambi della ricostruzione della superficie del ghiacciaio. Il metodo AAR, con un rapporto tra area di ablazione e area totale del ghiacciaio di 0,67, fu originariamente calibrato su un'ampia casistica di ghiacciai delle Alpi Europee e dunque risulta il più utilizzato nell'area alpina (riferimenti in IVY-OGHS *et al.*, 2008).

L'interesse del calcolo delle paleo-ELA risiede in due tipi di utilizzo: a scopo di correlazione stratigrafica di apparati morenici stadiali e per la determinazione di parametri paleoclimatici quali le temperature medie estive e le precipitazioni medie annue proprie di un particolare stadio glaciale.

Le correlazioni tra apparati morenici di bacini diversi sono eseguite confrontando le differenze di quota tra la paleo-ELA e la corrispondente ELA della PEG oppure di quella attuale. Per il LGM della regione alpina centrale sono stati calcolati valori di abbassamento delle ELA, rispetto alle ELA della PEG, di 1200 m (HAEBERLI, 1991; MAISCH, 1982) o compresi tra 1000 m e 1500 m (VAN HUSEN, 1997; KELLER & KRAYSS, 2005). Per il successivo Tardoglaciale, basandosi sulle posizioni delle rispettive morene stadiali in alcune località-tipo delle Alpi centro-orientali, si sono ottenute  $\Delta\text{ELA}$  di  $650 \div 700$  m per lo stadio Gschnitz, di  $400 \div 500$  m per lo stadio Clavadel/Senders, di  $400 \div 250$  m per lo stadio Daun, di  $450 \div 180$  m per le tre fasi dello stadio Egesen e di  $120 \div 60$  m per lo stadio/i Kromer/Kartell (riferimenti in IVY-OGHS *et al.*, 2006; 2008). Come esempio di applicazione nell'alto bacino della Dora Baltea (Fig. 3), confrontando gli abbassamenti altimetrici delle paleo-ELA rispetto a quelle attuali, PORTER & OROMBELLI (1982) hanno correlato l'avanzata di Courmayeur ( $\Delta\text{ELA} = 450 \pm 50$  m) allo stadio Daun o, in alternativa, a una fase antica dell'Egesen e l'avanzata di Planpincieux ( $\Delta\text{ELA} = 350 \pm 50$  m) all'Egesen delle Alpi Austriache.

Nei riguardi dell'uso della ELA come indicatore paleoclimatico, il metodo più semplice ma grossolano converte la  $\Delta\text{ELA}$  in  $\Delta T$  moltiplicandola per un tasso medio di abbassamento della temperatura con l'altitudine (PORTER, 2001). Sono inoltre in uso relazioni empiriche tra valori di precipitazioni e di temperatura, derivate da misurazioni dirette di bilancio di massa dei ghiacciai: ad esempio in regioni con precipitazioni abbondanti l'equazione di KUHN (1989) tiene anche conto della variazione delle precipitazioni, di umidità e della perdita di calore con l'altitudine.

### 7.2 - Calcolo della ELA dei ghiacciai locali nel LGM

Per i ghiacciai tributari dell'area esaminata, ora del tutto scomparsi, si è proceduto al calcolo della quota delle rispettive antiche linee di equilibrio (paleo-ELA).

Al fine di operare un confronto con i dati disponibili dalla letteratura (cf. § 3), per il calcolo delle ELA del LGM dei ghiacciai del Chiussuma, del Viona e del Maroncello si è utilizzato il medesimo metodo AAR già impiegato per i ghiacciai valdostani della PEG (VANUZZO, 2001) e con lo stesso rapporto ( $AAR = 0,67$ ), per il quale la ELA corrisponde all'isopsea che divide l'area occupata dal ghiacciaio in 2/3 di bacino alimentatore e 1/3 di bacino ablatore (Fig. 11). Il margine del settore di ablazione è individuato dalle creste delle morene più distali riconosciute; il margine del settore di alimentazione è invece segnato dagli eventuali lembi di depositi glaciali più esterni e soprattutto dalle *trimline* riconoscibili nei circhi glaciali.

Nel caso dei ghiacciai del Chiussuma e di Maroncello, essendo le morene più distali posteriori allo stadio di acme del Ghiacciaio Balteo (cf. § 5.3), anche le ELA calcolate sono riferibili a un momento successivo all'acme del LGM e pertanto non sono quelle potenzialmente più basse. Anche il margine ricostruito del settore di alimentazione deve pertanto venire ridotto rispetto a quello massimo, per tener conto di una sua, sia pur modesta, diminuzione di volume e dunque di estensione areale.

Il bacino del Viona (circa 8,6 km<sup>2</sup> con chiusura a Priat) è una valle lunga e relativamente stretta, assai incisa, allungata in senso N-S, che presenta alla testata due circhi di piccole dimensioni con soglia intorno ai 2060 m, entrambi esposti a Sud: essa ospitò un ghiacciaio vallivo che, insieme a un suo tributario, si abbassò fino a q. 1050 m, raggiungendo nel LGM la lunghezza di 4,6 km e larghezza di 1,5 km su un'area di 4,7 km<sup>2</sup>. Per il Ghiacciaio del Viona si ottiene una ELA di 1535 m s.l.m. nello stadio di acme glaciale.

Il bacino del Chiussuma (13,5 km<sup>2</sup>) è completamente differente dal precedente: esposto mediamente verso WSW, nella parte medio-alta esso è costituito da tre ampi valloni, che fanno capo a numerosi circhi di dimensioni ragguardevoli, sviluppati al di sopra dei 1800 m di quota ed esposti in maggioranza verso NW; nella parte bassa del bacino i vari rami confluiscono in una sola incisione profonda e acclive (Fig. 12). Questo bacino ospitò un ragguardevole ghiacciaio vallivo, che si saldava a quello principale balteo e che successivamente, durante la fase di ritiro, portò la propria fronte fino al fondovalle principale a q. 350 m circa, percorrendo una distanza di 7 km con una larghezza massima di 2,5 km ed estensione di 11,7 km<sup>2</sup>. Per il Ghiacciaio del Chiussuma la ELA risulta di 1480 m s.l.m. in un momento correlabile allo stadio di Torredaniele.

Infine il bacino del Maroncello non costituisce una vera e propria valle, ma solo una concavità del ripido versante SW del M. La Torretta. Qui tuttavia si poterono formare un paio di piccoli ghiacciai di nicchia che, nonostante la sfavorevole esposizione verso SW, si svilupparono unendosi in una vera e propria lingua glaciale saldata al ghiacciaio balteo intorno a 950 m di quota; nella fase di ritiro il ghiacciaio tributario poté abbassarsi



Fig. 11 - Ricostruzione dei ghiacciai pleistocenici dei bacini tributari del T. Chiussuma, Maroncello e Viona, con l'indicazione delle ELA calcolate con il metodo AAR: sono rappresentate in bianco e in grigio chiaro le aree corrispondenti al bacino alimentatore e ablatore.

*Pleistocene glaciers reconstruction of the Chiussuma, Maroncello and Viona tributary basins: the ELAs, calculated with the AAR method, are indicated. The alimentation and the ablation zones are represented in white and light grey colour, respectively.*

sino alla quota di almeno 900 m, raggiungendo una lunghezza di 2,7 km, larghezza di 900 m e superficie di 1,3 km<sup>2</sup>. La ELA misurata per il Ghiacciaio del Maroncello è di 1430 m s.l.m. durante uno stadio correlabile a quello di Quintas (Tab. 1).

Rispetto alla ELA relativa alla PEG calcolata come media per l'intero bacino valdostano, attestata a 2845 ±165 m (VANUZZO, 2001), gli innalzamenti di ELA tra LGM e PEG risultano perciò compresi tra 1415 m (Ghiacciaio del Maroncello) e 1310 m (Ghiacciaio del Viona). Effettuando invece il confronto con il gruppo glaciale attuale più prossimo all'area esaminata (Cervino-Monte Rosa), caratterizzato da ELA sensibilmente più elevate di quelle medie dell'intera Valle d'Aosta (ELA-PEG = 2903 ±170 m; ELA anno 1975 = 3099 ±225 m) (VANUZZO, 2001), i valori di ΔELA vanno aumentati conseguentemente di una cinquantina di metri.

## 8. CONCLUSIONI

Nel settore vallivo l'individuazione di allineamenti di forme di margine glaciale (morene e terrazzi di *kame*) legate al Ghiacciaio della Dora Baltea costituisce la base per raggruppare i diversi lembi di depositi glaciali in unità morfostratigrafiche. I depositi, distribuiti in



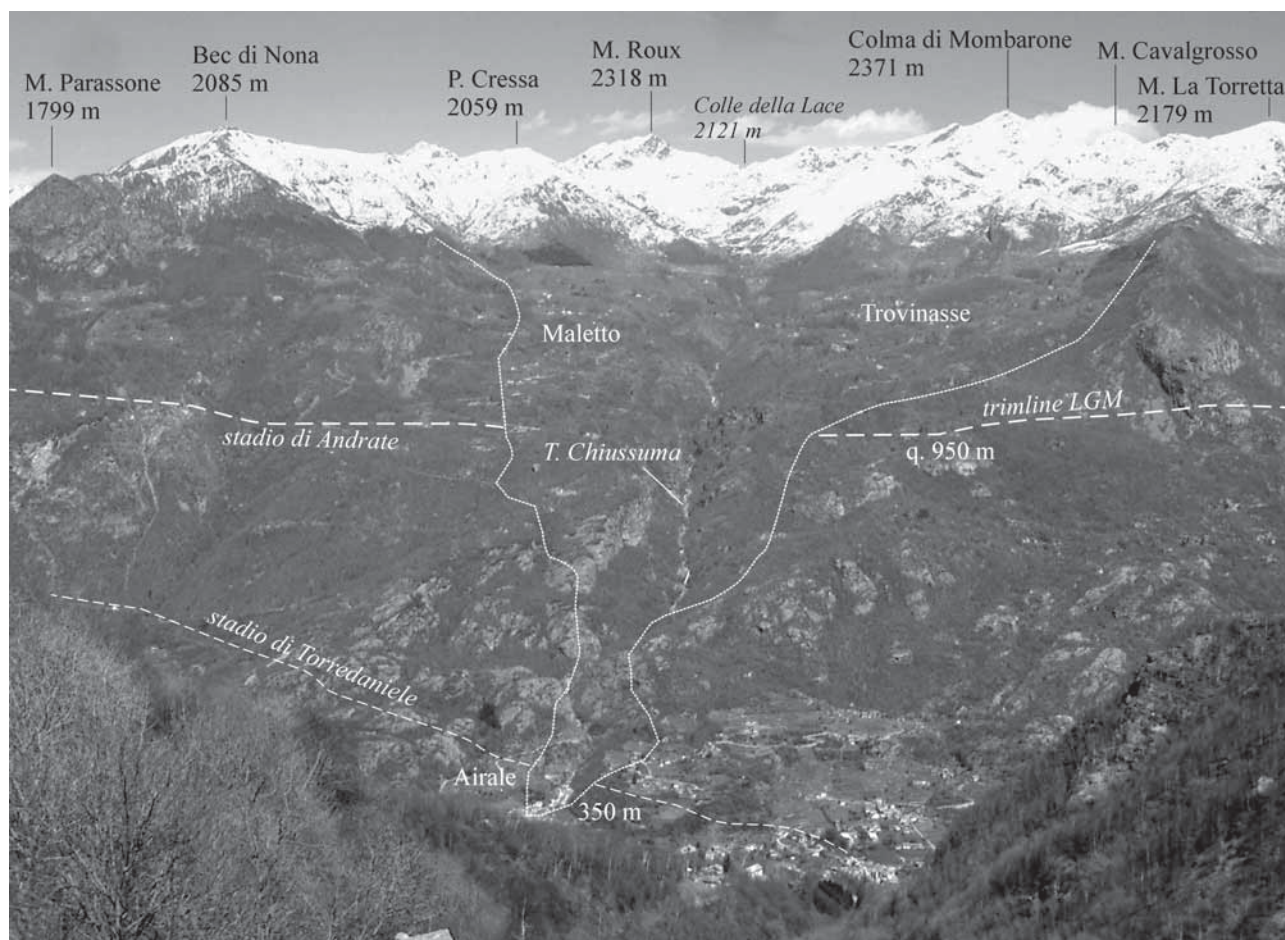


Fig. 12 - Nel bacino del Chiussuma si sviluppava la lingua glaciale tributaria più estesa, alimentata da diversi circhi, i cui depositi si estendono fino a bassa quota (circa 350 m).

*The widest tributary glacier developed in the Chiussuma basin and was fed by different cirques: the glacial sediments extend to a very low elevation (about 350 m a.s.l.).*

Tab. 1 - Dati sull'altitudine della Linea di Equilibrio (ELA) per i ghiacciai tributari della bassa Valle della Dora Baltea durante differenti stadi del LGM, calcolate con rapporto AAR=0,67 e confrontate con i valori medi regionali (da Vanuzzo, 2001) della ELA della Piccola Età del Ghiaccio (ELA-PEG =  $2845 \pm 165$  m) e della ELA attuale ( $3015 \pm 197$  m).

*Equilibrium Line Altitude (ELA) of the lower Dora Baltea Valley tributary glaciers during different LGM stadials, calculated with AAR = 0,67 and compared with the regional mean values (from Vanuzzo, 2001) of the Little Ice Age ELA (LIA ELA =  $2845 \pm 165$  m) and the modern ELA ( $3015 \pm 197$  m).*

ghiacciaio tributario	area ghiacciaio LGM $\text{km}^2$	orientazione asse bacino	quota ELA m s.l.m.	stadio glaciale del ghiacciaio principale	$\Delta\text{ELA}$ LGM-PEG	$\Delta\text{ELA}$ LGM-attuale
Viona	4,72	Sud	1535 m	Andrate (max LGM)	1310 m	1480 m
Chiussuma	11,77	WSW	1480 m	Torredaniele	1365 m	1535 m
Maroncello	1,27	SW	1430 m	Quintas	1415 m	1585 m

modo più o meno discontinuo su un'ampia fascia altimetrica del versante, non potrebbero altrimenti venire stratigraficamente differenziati. Tali suddivisioni hanno significato climatico, poiché i loro limiti sono riconducibili agli stadi di stazionamento di un ghiacciaio che, per le sue dimensioni, doveva essere fortemente controllato

dal clima regionale e globale.

In questo modo i limiti tra le differenti unità allostratigrafiche, distinte nel settore di anfiteatro su base geologica e pedostratigrafica, possono venire tracciati anche nel settore vallivo: nel caso specifico soprattutto le maggiori morene laterali conservate sui versanti (in

particolare di Chanton e di Gorgiasso) rappresentano fondamentali elementi di correlazione tra glacialismo vallivo e Anfiteatro Morenico di Ivrea.

La ricostruzione stratigrafica permette inoltre di ottenere una correlazione di dettaglio con le successioni delle valli laterali. Tre bacini tributari di sinistra (Chiussima, Maroncello e Viona) hanno sviluppato ghiacciai vallivi abbastanza estesi da interagire con il ghiacciaio principale. Dalla posizione e dai reciproci rapporti di interdigitazione dei depositi e di intersezione delle forme dei bacini laterali con quelli del bacino principale, si desume che durante il LGM (i) il Ghiacciaio del Viona non arrivò a saldarsi con quello della Dora Baltea, (ii) il Ghiacciaio di Maroncello si staccò dal Ghiacciaio Balteo nel corso del primo stadio cataglaciale (Stadio di Quintas) e (iii) il ritiro dal fondovalle principale del Ghiacciaio del Chiussima si realizzò contemporaneamente a quello del Ghiacciaio Balteo nel corso del quarto stadio cataglaciale (Stadio di Torredaniele) distinguibile nel settore di studio.

Un'immediata applicazione dei dati stratigrafici, ottenuti tramite il rilevamento, consiste nella ricostruzione della forma ed estensione di ghiacciai ora del tutto scomparsi, al fine di calcolare le rispettive paleo-ELA nel corso dei primi stadi di riavanzata glaciale successivi all'ultima massima espansione glaciale. Dalle paleo-ELA si possono infine ottenere i dati paleoclimatici fondamentali (temperature medie e precipitazioni) relativi alle fasi in cui si scandisce il LGM. Il contesto climatico e cronologico è tanto più interessante, in quanto la seconda parte del LGM è un intervallo poco indagato in letteratura, collocandosi tra le più studiate fasi di massima espansione glaciale (max LGM) e la classica successione delle riavanzate del Tardoglaciale.

Il calcolo delle ELA durante il LGM per diversi ghiacciai tributari del settore indagato, integrato da analoghi calcoli effettuati sul versante destro (GIANOTTI, 2007), suggerisce che piccole masse glaciali poterono già formarsi a partire dai 1500 m di quota (localmente anche a quote inferiori) anche su versanti sfavorevolmente esposti e mantenersi anche nei primi stadi del LGM.

I valori dell'innalzamento dell'ELA tra LGM e PEG (tra 1310 e 1415 m) sono sensibilmente più elevati rispetto a quelli riportati in letteratura per la regione alpina centrale, compresi tra 1000 e 1200 m, benché siano stati proposti valori massimi di  $\Delta ELA$  fino a 1500 m (riferimenti in IVY-OCHS *et al.*, 2008). Questa significativa discrepanza tra i due gruppi di dati deriva dal fatto che quelli qui presentati sono confronti tra un valore medio regionale e un dato puntuale locale, seppure entrambi calcolati con lo stesso rapporto AAR. Il metodo utilizzato assume che il rapporto dei bilanci di massa sul ghiacciaio sia costante, presupposto vero per i bilanci influenzati solo dal clima regionale. Il rapporto di bilancio varia invece nei casi in cui esso venga anche influenzato da topografia, attività valanghiva, effetti del vento e copertura detritica, fattori spesso importanti per i ghiacciai alpini di dimensioni medio-piccole, come nei tre casi in esame. La considerevole influenza della topografia e dell'esposizione nel caso di ghiacciai minori è attestata dal fatto che la ELA calcolata per piccoli ghiacciai di nicchia esposti a Nord presenti sul versante vallivo destro (opposto a quello esaminato) della bassa valle arriva sino a 1000 m (GIANOTTI,

2007). Dunque le differenze massime di  $\Delta ELA$  provengono da piccoli bacini con un forte controllo climatico locale (esposizione verso Nord) e morfologico (elevata acclività). Invece valori di  $\Delta ELA$  (intorno ai 1300 m) confrontabili con quelli regionali alpini sono forniti dal bacino del Viona, che ha morfologia più simile a quella delle grandi valli alpine, benché con estensione di un ordine di grandezza minore.

Il presente lavoro rappresenta un primo approccio al calcolo delle paleo-ELA di ghiacciai estinti di questo settore delle Alpi. Risultati più significativi potranno derivare dall'applicazione e dal confronto di metodi (quali ad esempio il metodo BR; FURBISH & ANDREWS, 1984) che tengano conto dell'ipsometria delle paleo-superfici glaciali.

## LAVORI CITATI

- AROBBA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLIO P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea Morainic Amphitheatre (NW-Italy)*. Geologia Insubrica, ser. 2, **2**, 143-148.
- BAGGIO P. (1965) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s.s. nella zona di Montalto Dora*. Mem. Ist. Min. Geol. Un. Padova., **25**, 1-25.
- BAIO M. & GIANOTTI F. (1996) - *Studio geologico e giacimentologico dell'area della "Bessa" (Biella, Italia)*. Geologia Insubrica, **1** (1-2), 29-48.
- BARETTI M. (1866) - *I ghiacciai antichi e moderni*. Tesi di laurea in Scienze Naturali, Università di Bologna, Candeletti, Torino.
- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1989) - *The Canavese Zone between the Serra d'Ivrea and the Dora Baltea River (Western Alps)*. Eclogae Geol. Helv., **82** (2), 413-427.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G. B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, It. Journ. Quatern. Sc., **17**, 75-82.
- BORTOLAMI G., CARRARO F., FRIZ C., GOVI M. & SACCHI R. (1966) - *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. II<sup>a</sup> ed., Serv. Geol. It., Roma.
- BRUNO L. (1877) - *I terreni costituenti l'anfiteatro allo sbocco della Dora Baltea*. Tip. F.L. Curbis, Ivrea, 65 pp.
- CARRARO F. (1992) - *La zona pedemontana da Ivrea ad Arona. Depositi quaternari*. In: Dal Piaz G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali, **3** (a), 186-209, BEMA, Milano.
- CARRARO F. & PETRUCCI F. (1969) - *Carte Géologique de la Plaine du Piémont à l'échelle du 1:400.000*. VIII Congrès INQUA, Paris.
- CARRARO F., MEDIOLI F. & PETRUCCI F. (1975) - *Geomorphological study of the Morainic Amphitheatre of Ivrea, Northwest Italy*. Bull. R. Soc. New Zealand, **13**, 89-93, Wellington.
- CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991) - *L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale*



- durante il Pleistocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. Boll. Museo Reg. Sc. Nat. Torino, **9** (1), 99-117.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G. V., HUNZIKER J. C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P. F. (1977) - *The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblage in the western Italian Alps*. Rend. Soc. Italiana Mineralogia Petrologia, **33**, 281-334.
- FORNO M. G., GIANOTTI F. & GROSSO F. (2005a) - *Ârret 3. Les Collines d'Ivrea. Affleurements rocheux à modelé glaciaire à l'intérieur de l'AMI (Biò, Borgofranco d'Ivrea)*. In: DELINE et al. (ed.), *Le Quaternaire des vallées alpines*. Cahiers de Géographie, **3**, 144-146, Edytem, Chambéry.
- FORNO M. G., GIANOTTI F. & GROSSO F. (2005b) - *Il modellamento glaciale dei colli dioritici di Ivrea*. Convegno Naz. AIGEO "Montagne e Pianure: recenti sviluppi della ricerca in Geografia fisica e Geomorfologia", Padova, 15-17 febbraio 2005, Riassunti, 99-101.
- FORNO M. G., GIANOTTI F. & GROSSO F. & PINI R. (2007) - *Stratigrafia della sequenza cataglaciale nei Colli di Ivrea e dati pollinici preliminari sui depositi lacustri di Chiaverano (Torino)*. Il Quaternario, It. Journ. Quatern. Sc., **20** (2), 213-228.
- FORNO M. G., GIANOTTI F. & RACCA G. (2003) - *Il modellamento glaciale del settore di raccordo tra bassa Valle d'Aosta e Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. GEOTALLIA, 4° Forum Italiano di Scienze della Terra della FIST (Bellaria, 16-18 settembre 2003), Riassunti, 111-113.
- FORNO M. G. & LUCCHESI S. (2000) - *Caratterizzazione dei depositi glaciali del Pleistocene inferiore-medio nel settore settentrionale dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea (Piemonte)*. Il Quaternario, It. Journ. Quatern. Sc., **13** (1), 47-56.
- FRANCHI S., MATTIROLO S., NOVARESE V. & STELLA A. (1912) - *Foglio 42 "Ivrea" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- FRANCHI S., MATTIROLO S., NOVARESE V., STELLA A. & ZACCAGNA D. (1908) - *Carta Geologica delle Alpi Occidentali à l'échelle 1:400.000*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- FRANCHI S. & STELLA A. (1933) - *Foglio 43 "Biella" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000*. R. Uff. Geol. It., Roma.
- FURBISH D. J. & ANDREWS J. T. (1984) - *The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glaciers to changes in mass transfer*. Journal of Glaciology, **30**, 199-211.
- GIANOTTI F. (1993) - *Ricostruzione dell'evoluzione quaternaria del margine esterno del settore laterale sinistro dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, 73 pp.
- GIANOTTI F. (1996) - *Bessa, paesaggio ed evoluzione geologica delle grandi aurifodine biellesi*. Quaderni di Natura Biellese, Eventi e Progetti Ed., Biella, 83 pp.
- GIANOTTI F. (2007) - *Stratigrafia dell'Anfiteatro morenico di Ivrea*. Tesi di Dottorato di ricerca inedita, Università degli Studi di Torino, 266 pp.
- GIANOTTI F., FORNO M. G. & IVY-OCHS S. (2006) - *New chronological and stratigraphical data on the Ivrea Amphitheatre (Piedmont, Italy)*. In: PINI R. & RAVAZZI C. (eds.) - *Quaternary stratigraphy and evolution of the Alpine region in the European and global framework*. Meeting of INQUA-SEQS, Milano, 11-15 September 2006, Abstracts, 110-112.
- GIANOTTI F., FORNO M. G., IVY-OCHS S. & KUBIK P. W. (2008) - *New chronological and stratigraphical data on the Ivrea Amphitheatre (Piedmont, NW Italy)*. Quaternary International, **190**, 123-135.
- GOLDTHWAIT R.P. & MATSCH C. L. (1988) - *Genetic Classification of Glacigenic Deposits*. Taylor and Francis, Balkema, Rotterdam, 304 pp.
- GROSSO F. (2005) - *Ricostruzione dell'evoluzione geologica pleistocenica dei Colli d'Ivrea*. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, 117 pp.
- HAEBERLI W. (1991) - *Zur Glaziologie der letzleiszeitlichen Alpenvergletscherung*. In: FRENZEL B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre*. Paleoklimaforschung, **1**, 409-419.
- KELLER O. & KRAYSS E. (2005) - *Der Rhein-Linth Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Einleitung: Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth Gletschers im Oberen Würm*. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, **150**, 19-32.
- KUHN M. (1989) - *The response of the equilibrium line altitude to climate fluctuations: theory and observations*. In: OERLEMANS J. (ed.), *Glacier Fluctuations and Climate Change*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 407-417.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P. W. & SCHLÜCHTER C. (2006) - *Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial*. Journal of Quaternary Sciences, **21** (2), 115-130.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISCH M., KUBIK P. W. & SCHLÜCHTER C. (2008) - *Chronology of the last glacial cycle in the European Alps*. Journal of Quaternary Sciences, **23** (6-7), 559-573.
- MAISCH M. (1982) - *Zur Gletscher und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*. Geographica Helv., **37**, 93-104.
- MARTINS C. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Pô, aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine suisse*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 2, **7**, 554-605.
- MEIER M. F. & POST A. S. (1962) - *Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America*. Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, Commission de Neiges et de Glaces. Colloque d'Obergurgl, 10-18/09/1962, Association Internationale d'Hydrologie Scientifique, **58**, 63-77.
- MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G. & WICK L. (2007) - *Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps)*. Quaternary Research, **68**, 284-302.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1983) - *North American Stratigraphic Code*. American Association of Petroleum Geologists

- Bulletin, **67** (5), 841-875.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1996) - *The Late Glacial and early Holocene: chronology and paleoclimate*. Il Quaternario, It. Journ. Quatern. Sc., **9** (2), 439-444.
- PENCK A., BRUCKNER E. & DU PASQUIER (1894) - *Le Système glaciaire des Alpes*. Guide Congr. Geol. Int., Zurich. Bull. Soc. Sc. Nat. Neuchatel, **22**, 86 pp.
- PENCK A. & BRUCKNER E. (1909) - *Die Alpen Im Eiszeitalter*. 3 Voll., Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.
- PORTER S. C. & OROMBELLI G. (1982) - *Late-Glacial ice advances in the Western Italian Alps*. Boreas, **11**, 125-140, Oslo.
- PORTER S. C. (2001) - *Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation*. Quaternary Science Reviews, **20**, 1067-1091.
- RACCA G. (2002) - *Ricostruzione geologica quaternaria del settore sinistro della bassa Valle della Dora Baltea tra Carema e Andrate*. Tesi di Laurea inedita in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino, 82 pp.
- RAVAZZI C. (2003) - *An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy*. Il Quaternario, It. Journ. Quatern. Sc., **16** (1bis), 16-18.
- SACCO F. (1888) - *I terreni terziari e quaternari del Biellese*. 16 pp., 1 carta geol. 1:100.000, Guadagnini & Candellero, Torino.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po, 66 pp.
- VAN HUSEN D. (1997) - *LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps*. Quaternary International, **38-39**, 109-118.
- VANUZZO C. (2001) - *The glacier retreat in Valle d'Aosta (Western Italian Alps) from the Little Ice Age to the second half of the 20th century: linear, areal, volumetric and equilibrium line altitude changes*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **24**, 99-113.
- VENTURINI G. (1995) - *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps, Italy)*. Mémoires de Géologie (Lausanne), **25**, 1-148.
- ZINGG A., HANDY M. R., HUNZIKER J. C. & SCHIMD S. M. (1990) - *Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps*. Tectonophysics, **182**, 169-192.

Ms. ricevuto il 3 giugno 2009  
 Testo definitivo ricevuto il 19 aprile 2010

Ms. received: June 3, 2009  
 Final text received: April 19, 2010



